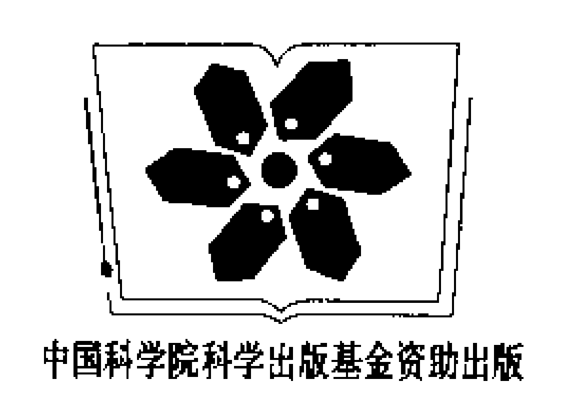
考古
地球物理学

蒋宏耀 张立敏 著

科学出版社



考古地球物理学

蒋宏耀　张立敏　著

科学出版社
2000

内 容 简 介

本书是我国第一部《考古地球物理学》，它全面而系统地论述了考古地球物理学的基本原理和方法，并通过国内外大量的应用实例，特别是我国考古地球物理工作的实例，进一步阐明了这些原理和方法在考古工作中的应用，同时还以适当的篇幅论述了综合地球物理方法的基本原则及合理运用，其内容之广和实例之多，在国内外均属罕见。

目前我国正在进行大规模工程建设，建设中碰到的文物保护问题层出不穷，因此，本书对于工程建设、考古及地球物理工作者来说，都是一本有价值的参考书。

本书可供工程建设、考古及地球物理方面的广大科技工作者、高等院校师生和相应领导及科技管理人员阅读。同时，此书对于热衷于保护人类文化遗产的人们，也有一定的参考价值。

图书在版编目（CIP）数据

考古地球物理学/蒋宏耀，张立敏著．—北京：科学出版社，2000

ISBN 7-03-008513-2

Ⅰ．考…　Ⅱ．①蒋…　②张…　Ⅲ．考古-地球物理学　Ⅳ．P31

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2000）第 08585 号

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码：100717

新蕾印刷厂印刷

科学出版社发行　各地新华书店经销

*

2000 年 10 月第 一 版　开本：787×1092　1/16

2000 年 10 月第一次印刷　印张：18　插页：2

印数：1—800　字数：387 000

定价：48.00 元

（如有印装质量问题，我社负责调换〈北燕〉）

2000.11.7

考古书店

前　　言

“考古”在我们的心目中一直是一个神圣的字眼，因为它不但能让我们了解人类文明发展的历程，而且往往还能解决一些历史上千古不解之谜，为我国和全人类挽救了许多珍贵的精神和物质财富。我们是从事地球物理科研工作的，原以为我们与考古是可望而不可及，始终保持一个相当远的距离，谁知一个偶然的事件，竟使我们也与它沾上了边，很可能是结上了不解之缘。

1994 年初的一天，我们从报上看到了三峡库区文物保护工作正在紧张进行的消息，突然触发了应用地球物理方法来加速库区地下文物勘查的设想。因为我们认为，人类的财富可以分为两大类：一类是物质财富，一类是精神财富。当人们还不富裕的时候，眼睛往往盯着物质财富而忽略了精神财富；但当人们富裕之后，想要寻找精神财富时，却发现有许多珍贵的精神财富，竟在创造物质财富过程中遭到了破坏，造成了无可挽回的损失，实在令人痛心。

三峡库区一带是我国重要的文化区域，是南北文化和巴、蜀与楚文化交融的地带，历史上曾经几度辉煌，保存着许多珍贵的历史文化遗迹。已知的地面文物数量之多，分布之广，已经令人惊叹，而埋藏在地下的文物，数量和珍贵的程度，恐怕更难估计。特别是许多历史问题，如人类及文字的起源等问题，很可能有赖于三峡库区地下文物的发掘研究来解决。三峡工程的兴建，库区有大量珍贵文物被淹没，而它们一旦失去，将不可能复得。我国属于发展中国家，物质财富很不充足，在这种情况下，稍不留神，很可能会失去许多不可复得的精神财富，因此，我们想用地球物理方法协助考古界寻找地下文物，以加快库区文物保护工作的进程。

想法虽好，但由于我们没有这方面工作的经验，于是开始了文献的调研。查一查国内外文献，发现地球物理方法在国外考古中应用虽然不算少，但在国内却属凤毛麟角。而且三峡库区的地质地球物理条件也比较特殊，要在考古中成功地应用地球物理方法，就必须在三峡库区选择考古工作需要解决的问题进行必要的前期研究工作。当我们将想法向国家科委工业司魏金石研究员提出后，得到了国家科委的支持，同意在“八五”国家科技攻关计划关于三峡文物的项目中增加一项地下文物勘查方法的研究课题。后来这一课题又得到国务院三峡工程建设委员会移民开发局的支持。

1994 年夏天，我们在库区进行了踏勘并选择四川忠县的汉墓作为方法试验点后，三峡工程库区文物保护规划组组长俞伟超教授却强烈希望我们把方法试验点移到重庆市云阳县故陵镇，理由是：《水经注》记载这里有“楚都丹阳所葬”（公元前 677 年以前）的“六大坟”。这“六大坟”是三峡库区最大、也是最重要的墓葬，但由于时间久远（近三千年），地表已看不到“六大坟”的踪迹。经考古工作者多次寻找，在故陵镇长江边找到一个大土堆，老百姓称之为“帽盒岭”，传说是一个古墓。这里地下情况比较复杂，用传统的考古方法难以确定帽盒岭下是否有大墓存在，因而考古工作者不能肯定它

是否就是《水经注》中所载“六大坟”之一，保护规划不好做，所以希望我们用地球物理方法解决有没有大型墓的问题。然而试验点的转移却给我们的试验研究带来一系列的难题：

首先，作为方法研究，应该是从已知古墓上开始试验，然后将所得的成果推广到未知古墓。忠县有已经开挖的汉墓，也有尚未发掘的汉墓。而在未发掘的汉墓中又有已经勘探清楚的汉墓，它们在规模和时代上彼此相近。这样，先在已知、但未发掘的汉墓上做方法试验，研究出勘探汉墓的较佳方法，然后再在未勘探过的汉墓上探测，待发掘时验证，进一步改善方法，再推广到其他地区和不同类型的古墓，同时把方法研究的范围扩大到遗址等不同的勘探类型。通过实践→认识→再实践→再认识的过程，逐步形成一套适用于我国田野考古的地球物理方法。故陵没有已知的古墓供参考，对方法研究极为不利。

其次，故陵若真有《水经注》记载的楚墓，那么这些楚墓既是春秋以前的，又处于重庆市这个特殊的地区，墓葬应是什么类型，埋深大概是多少？谁也难以肯定。我们连要找的对象大体上是一个什么样的物理模型都不清楚，自然给研究工作带来了极大的困难。

第三，我们初次涉足考古领域，缺乏必要的考古知识，需要边学习、边工作。

在这样的情况下，与往常试验研究前的文献调研相比，我们更迫切地希望了解用地球物理方法勘查古墓的经验。这时我们才深切地感觉到，文献是那么少，又那么分散，于是就引发了在适当的时候写一本有关考古地球物理学的书的想法。这本书的内容主要应包括考古地球物理的理论基础，方法技术的基本概念及其应用条件和具体应用事例，特别是要突出我国的成果，反映我国的特色。例如古墓葬，一般考古碰到的古墓葬埋深不过几米，而我国的古墓，有的埋深近 30 米或更深，这在世界上也是罕见的，而且墓葬的类型多种多样。至于具体的野外观测和数据处理方法，都有相应的工作规范和处理软件可用，一般就可少讲了。此外，为了使初次从事考古地球物理的考古勘探工作者容易理解，本书写作力求简明易懂，许多不必要的数学公式和繁琐推导一概免除。我们希望这样一本书能为今后从事考古勘查工作的考古和地球物理工作者提供一点工作上的方便。

从这个想法出发，经过几年来考古地球物理勘查的实践和资料积累，我们终于完成了这本书。

本书内容的安排：第一章，概论，介绍了考古地球物理学的发展过程、它的命名和内容以及考古地球物理各种方法共同的一些问题；第二章到第七章，介绍各种考古地球物理方法，考虑到科学技术的飞速发展，地球物理方法和技术日新月异，所以，本书的重点是介绍它们的原理，其中虽也涉及某些观测、数据处理方法和物理模型，但目的只是为了更好地理解这些方法；第八章，综合地球物理勘查，着意论述综合的基本原则；第九章，古遗存的年龄测定方法；第十章到第十二章，考古地球物理方法应用的实例，主要反映我国考古地球物理工作的情况。遗憾的是，我国考古地球物理方面的工作本来就不多，而就是这些工作，或者没有发表，或者虽然发表，但语焉而不详，加以资料分散，找起来十分困难，以致本书搜集到的，就很有限了。

还需说明的是，虽然我们主观上想尽可能满足读者的需要，但是由于水平所限，因

此可能还有不少不完善和不如人意之处。“万事开头难”，这一句话可能为我们自己带来一点自我安慰。我们希望这本书能起到抛砖引玉的作用，让更多、更好的考古地球物理学的总结性著作更快地呈现到读者的面前，为我国考古事业和考古地球物理学科的发展做出更大的贡献。

最后，我们衷心地感谢刘光鼎院士和马在田院士对本书写作的支持，感谢张赛珍、王妙月、王懋基、寿宝奎诸教授审阅部分手稿及提出的宝贵建议。

PREFACE

"Archaeology" is always a holy word in our mind. It not only means to understand the process during the development of civilization, but also to discover a clue to some unsolved historical mysteries, and thus rescue valueable spiritual and material treasures. We are geophysicists specializing on seismology and exploration geophysics. We would not be involved in archaeology in our life time and even developed an indissoluble bond with it, had not an accidental event happened several years ago.

One evening at the beginning of 1994, we read a newspaper report about the full swing of protection works of cultural relics in the Three-Gorge Reservoir region and the difficulties in identifying underground cultural relics using traditional methods. This report suddenly provoked us to think that geophysical methods may be useful to accelerate prospecting of underground cultural relics in Reservoir region. The treasures of human being can be divided into two kinds: material treasure and spiritual treasure. When people work for their livings, they usually gaze at material treasures and neglect spiritual treasures. However, when people have extra money, they usually explore the spiritual treasures. With the dynasties up and down, a great deal of spiritual treasures have been destroyed in the process of creating material treasures , thus causing enormous losses beyond retrieve. It is distressful indeed.

The territory of Three-Gorge Reservoir is an important cultural region of our country. It is a blending zone of ancient southern Chinese culture with northern Chinese culture, as well as cultures of ancient Ba and Shu states with Chu state. This region has been splendid for several times in the history and preserves many valueable historical cultural relics. The abundance of the quantity and quality of known cultural relics on the surface of the earth and their wide spread have amazed everybody already, the amount and rarity of the cultural relics buried underground may shock the world. Owing to the construction of Three-Gorge Reservoir, a great deal of valuable historical relics will be inundated. Once they have been lost, they cannot be found again. Our country belongs to developing countries, material wealth is insufficient. Under this condition, we may lose enormous spiritual treasures, if we don't pay enough attention to them. Therefore we would like to help archaeologists to explore the underground cultural relics, using geophysical methods, with the aim of accelerating process of historical relics preservation in Reservoir region.

Although it was a good idea, but we lacked experience in these works, so we began to investigate literatures in this aspect. Looking up China and foreign literatures, we found that applications of geophysical methods in foreign archaeometry are not rare, but in our country they are rarity of rarities. In addition, the geological-geophysical conditions of Three-Gorge Reservoir region have their specific characteristics. If we want successfully to apply geophysical methods to the archaeometry, we must do some necessary earlier studies according to the selected archaeological problems

awaiting immediate solution. After we proposed our suggestion to professor Wei Jinshi, responsible cadre of Industrial Bureau of SCST, we enjoyed the support of the State Commission of Science and Technology. SCST agreed to add a new theme about the study on the exploration methods of underground cultural relics to the state project of tackle key problems of Three-Gorge Reservoir region in the period of the Eighth Five-Year Plan. Hereafter this task had also been supported by the Bureau of Migration and Development of the Commission of Three-Gorge Construction Project under the State Council.

In the summer of 1994, when we had made an on-the-spot survey in the Reservoir region and selected tombs of Han Dynasty at Zhong County of Chongqing City as the testing ground of our methods, Prof. Yu Weichao, head of the Planning Group on the protection of cultural relics of the Three-Gorge Reservoir region, strongly suggested that our testing ground could be transfered to Guling, a market town of Yunyang County in Chongqing City. His reason was: according to the record of 《Shuijing Zhu》 (an ancient Chinese book about river system in China), at Guling there were "six great tombs", which were buried in the period when the capital of ancient Chu state was Danyang (earlier than 677B. C.). These "six great tombs" are the greatest and the most important tombs in the Three-Gorge Reservoir region, but as a result of remote past (nearly 3000 years), they have not left any traces on the earth's surface. After repeated investigations, archaeologists found a big mound called "Maoheling" by native civilians, on the shore of Yangtze River. It is said that this is an ancient tomb. The underground conditions here are more complex. It is difficulty to use traditional archaeometrical methods to ascertain whether there is a great tomb, and thus archaeologists were not sure whether this is one of the "six great tombs" as 《Shuijing Zhu》 wrote. Therefore they felt embarrassed to work out a plan on the protection of these tombs and hoped we can use geophysical methods to solve the problem. The transfer of testing ground brought a series of difficult problems to our experiments:

First, the experiment in methods, as a rule, should begin on a known ancient tomb and then spread the positive results to the unknown ancient tombs. At Zhong County there are excavated and unexcavated tombs of Han Dynasty. Among the unexcavated tombs there are prospected tombs which are similar with excavated tombs in scales and period. We can test our methods on the prospected, but unexcavated tombs, develop more satisfied prospecting methods of the tombs of Han Dynasty, then explore untested tombs of the same period, and by means of verification improve the methods further. After this we may spread our methods to different types of ancient tombs and other places. At the same time we can also extend our studying field to other prospecting objects such as archaeological sites and so on. Through the process of "practice, knowledge, again practice, and again knowledge", a set of geophysical methods, satisfying archaeometry of our country will be step by step formed. It was disadvantageous to our method test without an ancient great tomb in Guling for reference.

Secondly, if there are great tombs of Chu state at Guling, as 《Shuijing Zhu》 wrote, these tombs are not only earlier than the Chunqiu Period (770B.C.-746B.C.), but also located in the specific region as Chongqing City. This raises questions: what is their type? How deep they are buried? Nobody can definitely answer these questions. When we did not even know what was the

physical model of surveyed object, it naturally brought great difficulties to the experiments.

Thirdly, it was the first time for us to set foot in archaeometrical field, we were short of archaeological knowledges and required to learn while working.

Under these circumstances, we hoped to know the experiences of prospecting ancient tombs, applying geophysical methods, more urgently than general investigation of literatures before scientific experiments. Here we profoundly felt that the literatures are so rare and dispersive, thus initiate our idea of writing an archaeogeophysical book in due course. The contents of this book should mainly include the theoretic fundaments of archaeogeophysics, basic concepts of its methods and techniques, conditions of its application and its case histories, especially stressing the achievements and reflecting characteristics of our country. Taking ancient tomb as example, the buried depths of ancient tombs in archaeometry are usually several meters, but the buried depths of some ancient tombs of our country are nearly 30 meters or more. It is seldom seen in the world. At the same time, the types of ancient tombs of our country are also many and varied. As for concrete methods of field works and data processing, they may be less touched, because there are appropriate standards and softwards used. In order to facilitate understanding of archaeometrical workers engaged in archaeogeophysical prospecting for the first time, this book should be simple, clear and comprehensible, so a lot of unnecessary mathematical formulas and their tedious derivations are completely avoided. We hope this book can provide convenience for archaeologists and geophysicists, working hereafter on archaeometry.

From this opinion, we have finally completed this book through archaeogeophysical practice and material collection for several years.

The disposition of the contents of this book is: Chapter 1, introduction, introduces the developing process of archaeogeophysics, its nomenclature, contents and some common problems of various archaeogeophysical methods; Chapter 2 to Chapter 7 expound various archaeogeophysical methods, considering rapid development of science and technology, as well as the changing of geophysical methods and techniques with each passing day, this book puts its stress on the introduction of the fundaments of geophysical methods and techniques. Though it includes also some methods of field observation and data processing, or physical models, but its aim is to better understand these methods; Chapter 8, comprehensive geophysical exploration, discusses in particular the basic principles of comprehensive application of various methods; Chapter 9, dating methods of ancient relics; Chapters 10 to 12, case histories of archaeogeophysical prospecting, reflect mainly conditions of archaeogeophysical works of our country, but we are very sorry that the materials collected in this book are limited in number, because of the rarity of archaeogeophysical works in our country. In addition, part of these archaeogeophysical materials have not published, and published materials did not speak in detail, and what is more, they are dispersive, so that it is very difficult to seek them.

It is necessary also to state that although our subjective desire is to do our best to satisfy the requirements of readers, but there may be some imperfect and unsatisfied points owing to the limitation of our knowledge. "Everything is difficult at the beginning", maybe these words give us a little self-comfort. We wish that this book can play the role of "casting a brick to attract jade". A great many of better archaeogeophysical books with summarized character will be quickly presented before

readers, and make a greater contribution to the archaeogeophysical undertakings and the development of archaeogeophysics in our country.

Finally, We would like to thank academician Liu Guangding and academician Ma Zaitian for their supports to our writing this book, and professors Zhang Saizhen, Wang Miaoyue, Wang Maoji and Shou Baokui for their help in reviewing portions of the manuscript.



作者简介

蒋宏耀，湖南衡阳人，1956年毕业于原苏联列宁格勒矿业学院地球物理系，是中国科学院资源环境局研究员，长期从事地球物理和学科发展战略的研究，曾任中国地球物理学会副理事长、世界数据中心中国国家协调委员会秘书长等职。基于对国家珍贵文化遗产的爱护，参加了地下文物地球物理勘查方法的研究。通过这些年来的实践和资料积累，写出了《考古地球物理学》一书，希望给从事考古勘查的考古工作者和地球物理工作者提供一些工作上的方便。



作者简介

张立敏，祖籍山东安丘，生于北京，1960年毕业于北京大学地球物理系，是中国科学院地球物理研究所的研究员，长期从事地球物理学的研究，曾任中国地球物理学会副秘书长等职。基于对祖国历史和文化的热爱，她建议并主持了国家科委“八五”攻关项目中的三峡库区地下文物勘查方法研究，希望在国家进行大规模建设的同时，更为有效地抢救珍贵的历史文物，给人类了解自己的过去留下一点宝贵的资料。

目　录

前言
第一章　概论……(1)
第一节　考古地球物理学发展简史……(1)
第二节　考古地球物理学的命名问题……(4)
第三节　考古地球物理学的内容及有关勘查工作的几个基本问题……(5)
一、考古地球物理学的内容……(5)
二、有关勘查工作的几个基本问题……(6)
第二章　磁法……(12)
第一节　磁法的理论基础……(12)
一、磁场与物质的磁化……(12)
二、地磁场……(14)
三、物质的磁性……(17)
第二节　观测仪器……(19)
一、磁饱和磁力仪……(19)
二、质子旋进磁力仪……(20)
三、光泵磁力仪……(20)
四、超导磁力仪……(21)
五、磁化率测量仪……(23)
第三节　野外观测……(23)
一、地面磁法……(23)
二、表土磁测——表土磁化率测量……(26)
第四节　数据处理……(29)
一、磁体磁场的计算公式……(30)
二、磁测资料的解析延拓……(30)
三、磁位与引力位换算的泊松关系式……(31)
四、化向磁极……(31)
五、数据显示……(32)
第五节　磁异常的解释……(32)
一、几种规则几何形状磁体的磁异常……(33)
二、模型试验……(41)
第三章　电法……(46)
第一节　电阻率法……(46)

一、电阻率法的理论基础 …… (46)
二、野外观测方法与数据处理 …… (50)
第二节　激发极化法 …… (67)
一、激发极化法的理论基础 …… (68)
二、野外工作方法与数据处理 …… (71)
第三节　自然电场法 …… (75)
一、自然电场法的理论基础 …… (75)
二、野外工作方法 …… (76)
三、数据处理 …… (76)
四、自然电位异常的解释 …… (76)
第四节　电磁法概述 …… (78)
第五节　探地雷达 …… (79)
一、探地雷达的理论基础 …… (79)
二、野外观测 …… (82)
三、数据处理 …… (83)
第六节　金属探测 …… (84)
一、工作原理 …… (84)
二、仪器 …… (85)
三、效果 …… (85)
第四章　地震勘探方法 …… (86)
第一节　地震勘探方法的理论基础 …… (86)
一、弹性理论的几个基本概念 …… (86)
二、地震波及其传播 …… (91)
三、古遗存及岩土的弹性波传播速度 …… (99)
第二节　方法技术概述 …… (100)
一、野外观测仪器设备 …… (100)
二、地震波的运动学特征及波的对比 …… (102)
三、野外观测系统 …… (105)
四、地震波传播速度的概念与确定 …… (107)
五、地震勘探的分辨能力 …… (108)
第三节　折射波法 …… (110)
一、折射波的时距曲线 …… (110)
二、观测系统 …… (111)
三、数据处理 …… (113)
四、折射波资料的推断解释 …… (114)
第四节　反射波法 …… (115)
一、反射波法的基本概念 …… (115)
二、共反射点叠加勘探方法 …… (119)
第五节　横波地震勘探 …… (131)

一、横波的激发 …… (131)
二、横波的接收 …… (132)
三、横波的识别 …… (132)
第六节 瑞利面波勘探 …… (133)
一、工作原理 …… (133)
二、观测方法 …… (134)
三、数据处理与资料解释 …… (135)
第七节 水上地震勘探 …… (136)
一、观测仪器设备 …… (136)
二、观测方法 …… (138)
第八节 垂直地震剖面 …… (138)
一、工作原理 …… (139)
二、观测仪器 …… (139)
三、观测方法 …… (139)
第九节 三维地震勘探 …… (140)
一、观测系统 …… (140)
二、数据处理 …… (141)
第十节 全息地震勘探 …… (141)
一、单频全息地震勘探 …… (142)
二、脉冲全息地震勘探 …… (142)
第十一节 声波探测 …… (143)
一、观测仪器 …… (143)
二、观测方法 …… (144)
第十二节 地震层析成像 …… (145)
第五章 重力勘探 …… (147)
第一节 重力勘探的理论基础 …… (147)
一、重力与重力位 …… (147)
二、地球表面重力的正常分布 …… (149)
三、重力异常 …… (149)
四、固体潮及其他重力随时间的变化 …… (150)
五、古遗存及岩石的密度 …… (150)
第二节 重力测量仪器 …… (150)
一、测量的参数 …… (150)
二、重力仪 …… (151)
第三节 野外观测方法 …… (153)
一、高精度重力测量 …… (153)
二、地形测量 …… (153)
三、重力测量的基点 …… (153)
四、水上重力测量 …… (153)

第四节　数据处理…………………………………………………………………………………………(153)
一、重力校正　…………………………………………………………………………………………(154)
二、重力异常及其分离　……………………………………………………………………………(156)
三、重力异常的解释　………………………………………………………………………………(158)
第六章　遥感……………………………………………………………………………………………(161)
第一节　考古遥感的理论基础……………………………………………………………………(162)
一、大气窗口　…………………………………………………………………………………………(163)
二、地物的波谱特征　………………………………………………………………………………(164)
三、微波的传播　……………………………………………………………………………………(167)
第二节　遥感仪器……………………………………………………………………………………(168)
一、信息收集系统……………………………………………………………………………………(168)
二、信息传输系统……………………………………………………………………………………(169)
三、信息接收和处理系统　…………………………………………………………………………(169)
第三节　观测方法……………………………………………………………………………………(169)
一、摄影　………………………………………………………………………………………………(169)
二、多波段扫描　……………………………………………………………………………………(170)
三、红外扫描　…………………………………………………………………………………………(171)
四、微波遥感　…………………………………………………………………………………………(171)
第四节　遥感资料处理………………………………………………………………………………(176)
一、遥感资料处理的阶段　…………………………………………………………………………(176)
二、遥感图像的处理方法　…………………………………………………………………………(176)
第七章　地球化学勘查………………………………………………………………………………(179)
第一节　理论基础……………………………………………………………………………………(179)
第二节　汞的分析测试技术………………………………………………………………………(180)
一、测试技术种类……………………………………………………………………………………(180)
二、塞曼效应与塞曼测汞仪　………………………………………………………………………(180)
第三节　测量方法……………………………………………………………………………………(182)
一、壤中气汞量测量　………………………………………………………………………………(182)
二、土壤汞量测量……………………………………………………………………………………(183)
三、汞热释谱测量……………………………………………………………………………………(183)
第四节　数据处理……………………………………………………………………………………(184)
一、确定背景值及异常下限　………………………………………………………………………(184)
二、绘制各种图件……………………………………………………………………………………(185)
第五节　其他地球化学勘查方法…………………………………………………………………(185)
一、磷酸盐勘查　……………………………………………………………………………………(185)
二、酸度探测　…………………………………………………………………………………………(186)
三、红色灰壤探测……………………………………………………………………………………(186)
第八章　综合地球物理勘查…………………………………………………………………………(187)
第一节　综合地球物理勘查的基本原则…………………………………………………………(187)

一、有效原则 ……………………………………………………………………………… (188)
二、类比原则 ……………………………………………………………………………… (188)
三、逐次逼近原则 …………………………………………………………………………… (188)
四、节约原则 ……………………………………………………………………………… (188)
第二节　综合地球物理勘查的准备 …………………………………………………… (189)
一、先验信息的搜集 ………………………………………………………………………… (189)
二、地球物理方法的应用条件 ……………………………………………………………… (189)
三、地球物理方法的选择 …………………………………………………………………… (190)
第三节　综合地球物理勘查的实施 …………………………………………………… (191)
一、逐次逼近 ……………………………………………………………………………… (191)
二、节约 …………………………………………………………………………………… (191)
第九章　古遗存年龄测定方法 ……………………………………………………… (193)
第一节　考古地磁测年法 ……………………………………………………………… (193)
一、考古地磁测年法的理论基础 …………………………………………………………… (193)
二、工作方法 ……………………………………………………………………………… (196)
第二节　放射性测年法 ………………………………………………………………… (196)
一、放射性测年的原理 ……………………………………………………………………… (196)
二、几种放射性测年方法 …………………………………………………………………… (198)
第十章　遗址勘查 …………………………………………………………………… (199)
第一节　古城遗址 ……………………………………………………………………… (199)
一、出露地面的古城遗址勘查 ……………………………………………………………… (199)
二、表土及植被覆盖下的古城遗址勘查 …………………………………………………… (201)
第二节　其他聚落及建筑物遗址 ……………………………………………………… (207)
一、河南安阳殷墟地球物理及地球化学勘查 ……………………………………………… (207)
二、江苏镇江地区商周台形遗址与土墩墓的遥感探测 …………………………………… (209)
三、河南登封县嵩岳寺塔塔基的电法探测 ………………………………………………… (210)
四、新疆拜城县克孜尔千佛洞隐埋石窟的电阻率法勘查 ………………………………… (210)
第三节　矿坑及冶炼遗址 ……………………………………………………………… (211)
一、湖北大冶铜绿山古铜矿遗址探地雷达勘查 …………………………………………… (211)
二、匈牙利旧石器时代燧石矿遗址的电阻率探测 ………………………………………… (213)
三、安徽南陵县古铜矿冶炼遗址的磁法勘探 ……………………………………………… (214)
第四节　古河道勘查 …………………………………………………………………… (215)
一、天津地区古河道的遥感调查 …………………………………………………………… (215)
二、河北青县邓庄子古河道电阻率法探测 ………………………………………………… (217)
三、北京市北郊古河道的电法勘查 ………………………………………………………… (218)
第五节　古湖泊勘查 …………………………………………………………………… (219)
第六节　其他遗址 ……………………………………………………………………… (220)
一、河南登封县古窑及古井遗址的磁法勘查 ……………………………………………… (220)
二、安徽绩溪县五代－北宋时期瓷窑遗址的地球物理探测 ……………………………… (221)

三、上海市马桥遗址井、坑地球化学考查 …… (222)
第十一章 古墓的地球物理勘查 …… (224)
第一节 侯古堆古墓 …… (225)
一、工作概况 …… (225)
二、观测结果 …… (225)
第二节 雨台山楚墓 …… (227)
一、工作概况 …… (227)
二、观测结果 …… (227)
第三节 新郑古墓 …… (228)
一、工作概况 …… (228)
二、测量结果 …… (229)
第四节 亳县古墓 …… (229)
一、工作概况 …… (229)
二、观测结果 …… (230)
第五节 秦始皇陵 …… (230)
一、工作概况 …… (230)
二、测量结果 …… (230)
第六节 北京茂陵 …… (231)
一、工作概况 …… (231)
二、观测结果 …… (232)
第七节 故陵楚墓 …… (233)
一、地震面波方法探测 …… (234)
二、高精度磁测 …… (237)
三、大地电场岩性探测 …… (239)
四、地球化学勘查 …… (240)
五、综合分析与推断 …… (243)
六、帽盒岭的补充工作 …… (244)
七、异常检验情况及问题 …… (246)
第八节 北京附近某战国时期古墓 …… (248)
一、地震面波测量 …… (248)
二、土壤汞测量 …… (249)
三、大地电场岩性探测 …… (250)
四、综合分析 …… (250)
第十二章 水下考古与文物保护 …… (251)
第一节 水下考古 …… (251)
一、德国石勒苏益格水下遗址的探测 …… (251)
二、墨西哥湾大陆架潜在遗址的地震探测 …… (252)
三、辽宁绥中县海域的水下文物考查 …… (256)
第二节 地球物理方法在文物保护中的应用 …… (257)

一、陕西彬县大佛寺石窟保护中的超声波探测 ……………………………… (257)
二、电阻率法在四川乐山大佛保护中的应用 ……………………………… (257)
参考文献 …………………………………………………………………………… (259)

ARCHAEOGEOPHYSICS

Jiang Hongyao　Zhang Limin

CONTENTS

PREFACE

CHAPTER 1　INTRODUCTION .... (1)

§1. A brief history of the development of archaeogeophysics .... (1)

§2. Problem about the nomenclature of archaeogeophysics .... (4)

§3. Contents of archaeogeophysics and some basic problems about archaeogeophysical exploration works .... (5)

1. Contents of archaeogeophysics .... (5)

2. Some basic problems about archaeogeophysical exploration works .... (6)

CHAPTER 2　MAGNETIC METHODS .... (12)

§1. Theoretical basis of magnetic method .... (12)

1. Magnetic field and magnetization of materials .... (12)

2. Geomagnetic field .... (14)

3. Magnetic properties of materials .... (17)

§2. Observation instrumentation .... (19)

1. Fluxgate magnetometer .... (19)

2. Proton precession magnetometer .... (20)

3. Optical-pumping magnetometer .... (20)

4. Superconductive magnetometer .... (21)

5. Susceptibility meter .... (23)

§3. Field observation .... (23)

1. Ground magnetic method .... (23)

2. Surface-soil magnetic measurement—Surface-soil susceptibility measurement .... (26)

§4. Data processing .... (29)

1. Calculating formulas of magnetic fields of magnetic bodies .... (30)

2. Analytic continuation of magnetic survey data .... (30)

3. Poisson relation for transformation of magnetic and gravity potentials .... (31)

4. Reduction to the magnetic pole .... (31)

5. Data presentation .... (32)

§5. Interpretation of magnetic anomalies .... (32)

1. Magnetic anomalies of some magnetic bodies with regular shapes ··························· (33)
2. Modeling ··························· (41)
CHAPTER 3 ELECTRICAL METHODS ··························· (46)
§1. Resistivity method ··························· (46)
1. Theoretical basis of resistivity method ··························· (46)
2. Field observation method and data processing ··························· (50)
§2. Induced polarization method ··························· (67)
1. Theoretical basis of induced polarization method ··························· (68)
2. Field survey method and data processing ··························· (71)
§3. Self-potential method ··························· (75)
1. Theoretical basis of self-potential method ··························· (75)
2. Field survey method ··························· (76)
3. Data processing ··························· (76)
4. Interpretation of self-potential anomalies ··························· (76)
§4. An introduction to electromagnetic method ··························· (78)
§5. Ground penetrating radar ··························· (79)
1. Theoretical basis of ground penetrating radar ··························· (79)
2. Field observation ··························· (82)
3. Data processing ··························· (83)
§6. Metal detection ··························· (84)
1. Fundament of work ··························· (84)
2. Instrumentation ··························· (85)
3. Results ··························· (85)
CHAPTER 4 SEISMOPROSPECTING METHODS ··························· (86)
§1. Theoretical basis of seismoprospecting method ··························· (86)
1. Some basic concepts of elasticity theory ··························· (86)
2. Seismic waves and their propagation ··························· (91)
3. Propagation velocity of elastic waves of ancient relics, rocks and soil ··························· (99)
§2. Summarization of methods and techniques ··························· (100)
1. Field survey instrumentation ··························· (100)
2. Kinematic characteristics of seismic waves and correlation of events ··························· (102)
3. Field observation systems ··························· (105)
4. Concepts and determination of the propagation velocities of seismic waves ··························· (107)
5. Resolution of seismic prospecting ··························· (108)
§3. Refraction method ··························· (110)
1. Hodographs of refraction waves ··························· (110)
2. Observation systems ··························· (111)
3. Data processing ··························· (113)
4. Refraction interpretation ··························· (114)
§4. Reflection method ··························· (115)

1. Basic concepts of reflection method ························ (115)
2. Prospecting method of common-reflection-point stack ························ (119)
§5. Seismic prospecting of transverse waves ························ (131)
1. Excitation of transverse wave ························ (131)
2. Reception of transverse wave ························ (132)
3. Identification of transverse wave ························ (132)
§6. Rayleigh wave prospecting ························ (133)
1. Fundament of works ························ (133)
2. Observation methods ························ (134)
3. Data processing and material interpretation ························ (135)
§7. Overwater seismic prospecting ························ (136)
1. Observation apparatus ························ (136)
2. Observation methods ························ (138)
§8. Vertical seismic profiling ························ (138)
1. Fundament of works ························ (139)
2. Observation instruments ························ (139)
3. Observation methods ························ (139)
§9. Three-dimension seismic prospecting ························ (140)
1. Observation systems ························ (140)
2. Data processing ························ (141)
§10. Holographic seismic prospecting ························ (141)
1. Monofrequent holographic seismic prospecting ························ (142)
2. Impulse-holographic seismic prospecting ························ (142)
§11. Acoustic detection ························ (143)
1. Observation instruments ························ (143)
2. Observation methods ························ (144)
§12. Seismic tomography ························ (145)
CHAPTER 5 GRAVITY PROSPECTING ························ (147)
§1. Theoretical basis of gravity prospecting ························ (147)
1. Gravity and gravity potential ························ (147)
2. Normal gravity distribution on Earth's surface ························ (149)
3. Gravity anomalies ························ (149)
4. Earth tide and other gravity changes with the time ························ (150)
5. Densities of ancient relics and rocks ························ (150)
§2. Instruments of gravity survey ························ (150)
1. Measured parameters ························ (150)
2. Gravimeter ························ (151)
§3. Methods of field observation ························ (153)
1. High-precision gravity survey ························ (153)
2. Topographic survey ························ (153)

3. Base point of gravity survey ······ (153)
4. Overwater gravity survey ······ (153)
§4. Data processing ······ (153)
1. Gravity reduction ······ (154)
2. Gravity anomalies and their separation ······ (156)
3. Interpretation of gravity anomalies ······ (158)
CHAPTER 6 REMOTE SENSING ······ (161)
§1. Theoretical basis of archaeological remote sensing ······ (162)
1. Atmospheric window ······ (163)
2. Wave spectrum characteristics of surface features ······ (164)
3. propagation of microwaves ······ (167)
§2. Remote-sensing instrumentation ······ (168)
1. Information acquisition system ······ (168)
2. Information transmission system ······ (169)
3. Information reception and processing system ······ (169)
§3. Observation methods ······ (169)
1. Photography ······ (169)
2. Multispectral scanning ······ (170)
3. Infrared scanning ······ (171)
4. Microwave remote sensing ······ (171)
§4. Data processing of remote sensing ······ (176)
1. Stages of data processing of remote sensing ······ (176)
2. Processing methods of remote sensing images ······ (176)
CHAPTER 7 GEOCHEMICAL PROSPECTING ······ (179)
§1. Theoretical basis ······ (179)
§2. Analytical and testing techniques of mercury ······ (180)
1. Kinds of testing techniques ······ (180)
2. Zeeman effect and Zeeman mercury analyzer ······ (180)
§3. Survey methods ······ (182)
1. Mercurometric survey in soil-gases ······ (182)
2. Mercurometric survey in soil ······ (183)
3. Heat-release mercury spectrum measurement ······ (183)
§4. Data processing ······ (184)
1. Determination of background value and prescribed minimum of anomalies ······ (184)
2. Drawing various illustrations ······ (185)
§5. Other geochemical prospecting methods ······ (185)
1. Phosphatic detection ······ (185)
2. Acidity detection ······ (186)
3. Red podsol detection ······ (186)
CHAPTER 8 COMPREHENSIVE GEOPHYSICAL PROSPECTING ······ (187)

§ 1. Basic principles of comprehensive geophysical prospecting ……………………… (187)
1. Effectiveness principle …………………………………………………………………… (188)
2. Analogue principle ………………………………………………………………………… (188)
3. Progressive approach principle …………………………………………………………… (188)
4. Economy principle ………………………………………………………………………… (188)
§ 2. Preparation of comprehensive geophysical prospecting ………………………… (189)
1. Collection of a priori informations ……………………………………………………… (189)
2. Prerequisites for application of geophysical methods ………………………………… (189)
3. Selection of geophysical methods ……………………………………………………… (190)
§ 3. Practice of comprehensive geophysical prospecting ……………………………… (191)
1. Progressive approach ……………………………………………………………………… (191)
2. Economy …………………………………………………………………………………… (191)
CHAPTER 9 DATING METHODS OF ANCIENT RELICS ……………………………… (193)
§ 1. Archaeomagnetic dating ……………………………………………………………… (193)
1. Theoretical basis of archaeomagnetic dating …………………………………………… (193)
2. Dating method ……………………………………………………………………………… (196)
§ 2. Radioactive dating ……………………………………………………………………… (196)
1. Fundament of radioactive dating ………………………………………………………… (196)
2. Several radioactive dating methods ……………………………………………………… (198)
CHAPTER 10 PROSPECTING OF ANCIENT SITES ……………………………………… (199)
§ 1. Sites of ancient cities …………………………………………………………………… (199)
1. Prospecting of the surface sites of ancient cities ……………………………………… (199)
2. Prospecting of the sites of ancient cities covered by surface soil and vegetation ……… (201)
§ 2. Sites of other settlements and architectures ……………………………………… (207)
1. Geophysical and geochemical prospecting of Yin Ruins at Anyang City of Henan Province …………………………………………………………………………………………… (207)
2. Remote sensing of platform-shaped sites of Shang and Zhou Dynasties at Zhenjiang region of Jiangsu Province …………………………………………………………………… (209)
3. Electric survey of the foundation of Songyue Temple pagoda at Dengfeng County of Henan Province ……………………………………………………………………… (210)
4. Resistivity prospecting of covered grottoes of Kizil Thousand-Buddha Grottoes at Baicheng County of Xinjiang Autonomous Region ……………………… (210)
§ 3. Mine and smeltery sites ……………………………………………………………… (211)
1. Ground penetrating radar prospecting of the site of ancient copper mine at Tong lushan in Daye City of Hubei Province …………………………………………………………… (211)
2. Resistivity survey of the site of palaeolithic flint mine in Hungary …………………………………………………………………………………………… (213)
3. Magnetic prospecting of the smeltery site of ancient copper mine at Nanling County of Anhui Province …………………………………………………………………………… (214)
§ 4. Prospecting of ancient river courses ………………………………………………… (215)

1. Remote sensing of ancient river courses in Tianjin region ······ (215)
2. Resistivity survey of ancient river course near Dengzhuangzi at Qing County of Hebei Province ······ (217)
3. Electric prospecting of ancient river course in the north suburb of Beijing City ······ (218)
§5. Prospecting of ancient lakes ······ (219)
§6. Other sites ······ (220)
1. Magnetic prospecting of the sites of ancient kilns and wells at Dengfeng County of Henan Province ······ (220)
2. Geophysical exploration of the kiln sites of the FiveDynasties and Song Dynasty period at Jixi County of Anhui Province ······ (221)
3. Geochemical survey of the ancient wells and pits at Maqiao site of Shanghai City ······ (222)
CHAPTER 11 GEOPHYSICAL PROSPECTING OF ANCIENT TOMBS ······ (224)
§1. Ancient tomb at Hougudui ······ (225)
1. General situation of works ······ (225)
2. Observation results ······ (225)
§2. The Chu tombs at Yutaishan ······ (227)
1. General situation of works ······ (227)
2. Observation results ······ (227)
§3. Ancient tombs at Xinzheng County ······ (228)
1. General situation of works ······ (228)
2. Survey results ······ (229)
§4. Ancient tomb at Bo County ······ (229)
1. General situation of works ······ (229)
2. Survey results ······ (230)
§5. Mausoleum of Emperor Qinshihuang ······ (230)
1. General situation of works ······ (230)
2. Survey results ······ (230)
§6. Maoling mausoleum (one of the Imperial Mausoleums of Ming Dynasty) near Beijing ······ (231)
1. General situation of works ······ (231)
2. Survey results ······ (232)
§7. The Chu tomb at Guling ······ (233)
1. Surface wave survey ······ (234)
2. High-precision magnetic survey ······ (237)
3. Petro-sonde ······ (239)
4. Geochemical prospecting ······ (240)
5. Comprehensive analysis and interpretation ······ (243)
6. Additional works of Maoheling ······ (244)
7. Conditions and problems of anomaly examination ······ (246)
§8. An ancient tomb of the Warring States period (475B. C. －221B. C.) near

Beijing ········· (248)
1. Surface wave survey ········· (248)
2. Mercurometric survey in soils ········· (249)
3. Petro-sonde ········· (250)
4. Comprehensive analysis ········· (250)
CHAPTER 12 UNDERWATER ARCHAEOMETRY AND PRESERVATION OF HISTORICAL RELICS ········· (251)
§1. Underwater archaeometry ········· (251)
1. Survey of underwater sites in Schleswig of Germany ········· (251)
2. Seismic survey of potential archaeological sites on the continental shelf in Gulf of Mexico ········· (252)
3. Underwater investigation of cultural relics in the sea area near Suizhong County of Liaoning Province ········· (256)
§2. Applications of geophysical methods to the preservation of cultural relics ········· (257)
1. Supersonic survey for the preservation of Great Buddhist Temple grottoes at Bin County of Shanxi Province ········· (257)
2. Application of resistivity method to the preservation of the Leshan Cliffside Buddha at Leshan City of Sichuan Province ········· (257)
REFERENCES ········· (259)

第一章 概 论

人类起源及发展过程的研究是一个十分重要的问题。人类想要建设美好的未来,就必须了解过去,只有弄清人类过去走过的路程,掌握人类发生、发展的规律,才能正确地预测、规划和建设未来。但是人类有文字记载的历史不过数千年。我们中国是世界上少有的几个文明古国之一,有文字记载的、比较清楚的历史,也只是周代以来的事。周代以前的尧、舜及夏、商,传说的成分居多,再往上推,就更模糊了。这么短的历史,对于研究人类的发展过程来说就已远远不足,更谈不上了解人类的起源了。好在人类在自己生活的历程中还留下了一些痕迹,如人类的骨骼、生活遗址、使用过的器具、墓葬等等。研究这些反映人类历程的遗存就有可能了解当时的状况,于是产生了考古学。考古不但可以提供人类有文字记载以前的历史,而且还可以补文字记载的历史之不足。

考古学在目前的学科分类中被列入社会科学。然而,从它诞生之日起,就和自然科学结下了不解之缘。例如,作为考古学的两大支柱之一的"地层层位学"就是来源于自然科学中的地质学。有些领域,甚至很难划清考古学与某些自然科学的界限,如在研究古人类以及人种的形成、演变、分布等方面,就是这种情况。

人类的历史遗存大多数是掩藏在地面表土之下或水下;有的虽然露在地面(如古城墙遗址),但不经过一些工作(如遥感和考古勘探),也难以发现。凡此等等,对考古工作者来说,是不好解决的难题,但对于地球物理工作者来说,却正是他们的长处,因而随着考古的深入和发展,地球物理学,特别是地球物理学的分支学科——勘探地球物理学的理论、方法与技术逐渐被引进到考古中来,形成了考古地球物理学这一新的地球物理分支学科。

考古地球物理学是自然科学与社会科学相互渗透和协调发展的一个新领域。随着社会的进步,人类对自己过去历史了解的需求将越来越强烈,考古地球物理学自当发挥越来越大的作用。

第一节 考古地球物理学发展简史

在正式介绍考古地球物理学之前,首先谈谈什么是地球物理学和什么是勘探地球物理学。

所谓地球物理学是用物理学的方法和观点研究地球的运动、状态、组成、作用力和各种物理过程的一门学科。到了本世纪中叶,地球物理学又进一步分为空间物理学、大气物理学、海洋物理学与固体地球物理学。固体地球物理学则包括大地测量学、地震学、地磁学、地电学、地热学和勘探地球物理学等分支学科。

勘探地球物理学主要是为了寻找矿产资源而产生的。它是在地球物理的理论基础上,研究矿产资源与周围介质在弹性、磁性、电性等物理性质方面的差别,并依据这些物性

差别，研究探测这些资源的合适的物理方法的一门地球物理分支学科。目前，它的研究范围已远远突破资源的范畴，广泛深入到工程、环境、防灾等各个领域。考古地球物理学正是勘探地球物理学与考古结合而形成的一个新领域。

"地球物理学"这个名词虽然到20世纪初才正式被采用，但地球物理现象的研究和应用却早得多。远在2000多年前的战国时代，我国就已了解磁石的指极性。司南和指南针的发明，为这种地球物理现象开拓了一个极为重要的应用领域。到了10世纪前后，航海中应用了指南针，使航船摆脱了只能沿海岸行驶或单凭日、月、星辰导航的被动局面，大幅度地缩短了航线和减少了迷航的危险。时至今日，地球物理在许多方面所起的重大作用，如天气预报、地震预报、地球物理探矿等，早已成了众所周知的事实。

地球物理与考古挂上钩，也是发生在地球物理这个名词正式采用之前[65,68,75]，并逐步得到了发展。

1893至1895年间，阿古斯塔斯·皮特·里弗斯(Augustus Pitt Rivers)在英国多尔塞特(Dorset)地方考古时，曾用镐敲击地面，以便根据声音来确定那里的土是否已被开挖过，这可能是运用"地球物理"方法来进行考古的最初尝试。

1896年，意大利科学家福尔杰雷脱(Folghcraiter)测量了意大利古代伊特拉斯坎(Etruscan)陶器的磁矩，这是地磁首次被引入考古领域。

1907年，英国对威尔特郡索尔兹伯里的大石阵(Stonehenge)进行了航空摄影，这是航空摄影进入考古领域的第一次。

最老的年代测定技术是古地磁，是塞利厄(Thellier)1936年开始引进的。其后到20世纪40年代末，才开始采用一些更有效的方法，如放射性碳年龄测定法、钾氩年龄测定法等。

电法(电阻率法)在考古中的应用首推埃特金生(Richard Atkinson)1946年在牛津郡的工作。他用这种方法探测了基岩和坑、沟的位置。

1958年，埃特肯(M.J. Aitken)首次采用质子磁力仪在英国进行了考古勘探。

电磁法大约是1960年开始应用的，20世纪60年代中期还试验了放射性方法。

探地雷达在考古里的应用大致在20世纪70年代初。

也就是在这个时候，在圈定突尼斯的古停车场时，还使用了重力法。

20世纪70年代中期，Berlin等曾用航空热红外探测过北亚利桑纳州一个700年前废弃的农庄。

虽然声纳技术早就在探测海水深度、潜艇等方面得到了广泛的应用，但在海底考古探测中，却一直到20世纪70年代末，才开始采用声学方法探测埋没在海底沉积中的爱琴海城市和海难船只。

地球物理方法用于考古，虽然起源很早，但大规模使用，却是在第二次世界大战之后。目前在国外，几乎各种勘探地球物理方法，包括水下、地下、地面一直到空间的各种方法，都在日益广泛地为考古服务；古地磁等年龄测定方法也普遍地被采用。

我国考古工作中应用地球物理方法[15]，最早可追溯到20世纪50年代末定陵的地球物理勘查，可惜那时我国地球物理工作者对将地球物理方法用于考古，在思想及技术方面，都准备不足，试验没有取得满意的效果。

20世纪70年代末改革开放，各地抢救性文物保护和发掘的任务繁重，用地球物理方

法来解决文物勘探的问题又提上了日程。如安徽省滁县地区文物保护科研所和文化部文物局文物保护科技研究所就是从这个时候起，在一些墓葬和遗址上，开展了地球物理方法在考古中的应用试验工作，取得了良好的效果[23]。

1978 年，河南省地矿局物探队应河南省博物馆之邀，用磁法及电阻率法确定了固始县侯古堆古墓的位置[41]。

1982 年，陕西省考古研究所等单位用磁法、电法和地球化学勘探等方法初步探明了秦始皇陵的范围和墓室深度，并肯定墓室内有大量汞的存在[2]。

后来，又有一些物探工作者用物探方法在不同的地方和不同的方面，成功地开展了工作，例如：

在古建筑遗址方面：

1987 年，镇江市博物馆与华东师范大学在镇江地区用遥感发现了商周台形遗址 185 处[44]。

1988 年，安徽文物考古研究所与中国科学技术大学对楚国晚期都城——寿春古城遗址进行了遥感探测，找到了城垣和护城壕[4]。

1990 年，湖北文物考古研究所和武汉测绘科技大学用遥感探测了楚国郢都（湖北荆州纪南城）和汉代郢城，得到了城址的形状、面积，发现了宫殿西部的一条河道[60]。

在古矿坑、古窑址方面：

中国地质大学在湖北大冶铜绿山周代古铜矿遗址上，进行了探地雷达的探测工作，结果表明，探地雷达对古矿坑形态的描述要比钻探结果细致得多。这是因为古矿坑在水平及垂直方向上变化都比较大，钻探只是反映一个柱状的特征，而探地雷达测量则以剖面的形式反映介质结构的横向及纵向变化[60]。

此外，安徽省滁州市文物保护科技研究所和安徽省文物考古研究所也曾成功地用磁法探测了古窑址及古冶炼遗址的位置。

在古墓方面：

1987～1989 年，陕西省煤炭航测遥感中心与昭陵博物馆合作进行了“昭陵、建陵古墓葬遗址遥感解译和定位的研究”[34]

1991 年，中国地质大学在湖北江陵雨台山楚墓区用磁法和对称四极电剖面测量及电测深探测到一些墓葬的位置[60]。

20 世纪 80 年代末至 90 年代初，中国地质大学与河南省文物研究所合作，在河南一些古墓葬区（如新郑战国－汉代古墓葬区）用磁法寻找古墓，取得了很好的成果[45]。

1994～1995 年，中国科学院地球物理研究所联合地质矿产部国家现代地质工程技术中心等单位用磁法、地震面波法、壤中气汞、土壤汞和大地电场岩性探测等多种方法在重庆市云阳县故陵镇寻找《水经注》里提到的周代楚国的六大坟[16,18]，几种方法一致地确定帽盒岭异常的存在，推断这个异常是一大型古墓引起的。考古工作者后来对这个异常进行了检验，发现这里是一块厚达 10m、硬度较大的青砂岩，其埋深与范围刚好与原来推测的古墓相当。考古方面认为这样的青砂岩内不可能有古墓，而从地球物理方面来看，推测的古墓可能就在青砂岩内，但由于客观条件的限制，问题未能解决，只好存疑，待有条件时，再进一步做工作。

总之，从国内外考古工作的实际情况来看，地球物理方法正在起着越来越重要的作

用。国内目前虽然还处于不太发达的阶段，但随着考古工作的深入发展，地球物理方法必将起到它应当起到的作用。

第二节 考古地球物理学的命名问题

正如前面所述，地球物理方法用于考古已达百年，但要形成一个学科，特别是一个公认的、名副其实的学科，却是一件直到今天尚未完成的事情。

也像许多新的学科正式形成之前那样，考古方面的地球物理研究成果长期以来都是分散地发表在考古或地球物理方面的学术刊物中。直到1958年，在英国牛津出现了一个名叫《考古测量》(*Archaeometry*)的刊物，这些论文才算有了一个可以相对集中的归宿。

然而，"考古测量"是一个内容极广泛的名词，它包括了许多地球物理以外的测量工作，如常规考古测量、地质考古(geoarchaeology)等等。

欧洲从事考古测量的科技工作者常用"考古勘测"(archaeological prospection)这个术语来表示考古地球物理方面的工作。1986年，*Geophysics* 出了一期考古地球物理方面的专辑(*Geophysics*, Vol. 51, No. 3)，用的就是"考古勘测"这个名称。但实际上，这个术语包括了所有的考古勘探工作，首先就是用洛阳铲之类进行的考古勘探工作，显然不能正确地反映考古地球物理的实质。

北美的考古工作者常用"遥感"(remote sensing)这个词来表示考古地球物理方面的工作。不错，地球物理方法确实是"遥感"，因为它不是直接探测它所探测的目标，而是通过地球物理场，从离探测目标比较"遥远"的地方来间接"感知"探测目标的。可是目前许多人称为"遥感"的方法，虽然确实也是地球物理方法，因为它采用的是"光"，或者说，是不同波长的电磁波，属于地球物理的范畴，但"遥感"一词只反映地球物理的形式，并不反映本质，当然，更不能正确反映考古地球物理的本质，所以，用它来表述考古地球物理也是不合适的。

美国还用"考古调查"(archaeological survey)的名称申请在海上调查文化资源的租用权。这是一种用高分辨率海底剖面仪、磁力仪、侧向扫描声纳和回声探测仪来获取信息的勘查。"考古调查"这种提法与考古勘测类似，也未能显示考古地球物理的实质。

比较接近的一个术语是考古物理学(archaeophysics)，只是这个术语表达的意思仍然比考古地球物理的范畴宽，正如"物理"这个词涉及的范围比地球物理要宽一样，因而它也不能恰如其分地反映考古地球物理的本质。

有人还考虑采用抢救考古学(rescue archaeology)这个名词。确实，在目前世界上大型工程、工农业、旅游业等各方面事业大规模地迅速发展而环境又日益恶化的情况下，许多珍贵的文物都面临毁坏的危险，大部分考古工作都是处于"抢救"文物的状态。而最能在短期内有效地弄清大范围内的文物分布，达到"抢救"的目的，首先就是地球物理方法。因此，说地球物理是"抢救考古学"是对的，但它只是反映考古地球物理作用的一个方面，也未能反映它的整体。

还有人建议采用非破坏考古学(nondestructive archaeology)这个术语，可惜它也只是表述了考古地球物理能在不破坏文物的情况下提供所需文物信息的这个特点，虽然对于考古工作来说，这是一个极为重要的一个方面，但它终归只是一个方面，而且还不是考古

地球物理最主要的方面，因而也不可取。

事实上，已经有人提出了"考古地球物理"(archaeogeophysics)这个术语，而且评论认为，这对考古中的地球物理工作来说是一个最富有描述性的术语，即最贴切地反映了这一事物的本质，可惜又有人认为它太繁琐，宁弃而不用，这就有点因小失大了。目前在学科名词中，比考古地球物理这个名词更繁琐的，不知凡几，就以地球物理学的分支学科来说，许多名词都比"考古地球物理"这个词要繁琐，如勘探地球物理，英文叫 exploration geophysics，不是比 archaeogeophysics 更繁琐么。一个学科的名词，繁琐不是关键，关键应是恰当地反映学科的实质。当然，既能做到恰当地反映实质，又能做到不繁琐，那是再好不过。但当二者不可得兼时，也只好舍"繁琐"而取"实质"了。因此，本书采用"考古地球物理学"这个术语来表述地球物理学在考古中的应用研究这一分支学科，是最合适不过的了。

还值得指出的是，由于地球化学勘探方法长期以来就是地球物理勘探方法的亲密伙伴，许多学校的地球物理系同时就讲授地球化学勘探课程，因此本书谈的考古地球物理也把地球化学在考古中的应用包括在内，这不但包括汞量测量等地球化学方法，而且更包括同位素年龄测定，因为用同位素测年龄，实质上是核子地球物理学的范畴。

根据以上所述，考古地球物理方面的工作，从 1893 年算起，至今已 100 年有余，就是从第二次世界大战之后算起，也已过了半个世纪，它有它的理论基础和方法技术，而且它的工作量和所起的作用都越来越大，应该说，是老资格了，可以作为一个独立的学科了。但是遗憾得很，它至今还没有一个正式的名称，从这个意义上来说，它还不能算是一个独立的学科，这是不公平的。我们希望考古地球物理学这个术语能为大家接受，及时宣告这个地球物理学的分支学科的正式形成。

第三节　考古地球物理学的内容及有关勘查工作的几个基本问题

一、考古地球物理学的内容

考古地球物理学实质上虽是地球物理学，主要是勘探地球物理学的理论、方法、技术在考古方面的应用，但由于考古勘查的对象和需要解决的问题的不同，从而形成了自己的特色。

考古地球物理学的工作内容是随着考古的客观需要和地球物理学，特别是勘探地球物理学的理论、方法和技术的发展而逐渐形成、丰富和发展的。

目前，考古地球物理学的工作内容有四个方面：

1. 考古勘查

考古勘查主要是勘查地面、地下、水下人类历史的遗存，如遗址、墓葬、沉船等，并在实践中逐步提高应用的效果和扩大应用的范围。

现有的考古地球物理方法几乎包括了所有的勘探地球物理方法，但又有它自己的特色。根据它们应用的环境条件的不同，大体可以分为两类：

(1)陆上考古地球物理勘查

现用的陆上考古地球物理勘查方法主要有以下几种：

遥感及航空物探：包括航天、航空遥感，航空物探，如多光谱扫描、微波遥感、热红外测量、航空磁测、航空电磁测量等；

电法(包括电磁法)：主要有电阻率法、探地雷达、自然电场法、激发极化法、甚低频法等；

磁法：一般是高精度磁测，包括土壤磁化率测量；

地震法：主要有地震面波法、地震反射波法、地震折射波法、声探测等；

地球化学测量：主要是汞量测量；

重力测量：主要是微重力测量；

此外，还有核物理方法等。

(2)水上考古地球物理勘查

水上地球物理勘查主要应用以下几种方法：

磁法：当水下文物与其周围介质具有磁性差别时，磁法是一种有效而价廉的勘查方法。

地震法和声波法：这是勘探海水深度、海底沉积分层及沉积中埋藏的体积较大的文物，如海底古建筑等的较好的方法。

2. 古遗存年龄测量

古遗存年龄测量主要有两种地球物理方法：

(1)考古地磁法

这是一种最老的测定文物年龄的方法，首先就是文物所处地层年代的测定，目前已经形成一个分支学科，称为磁性地层学。

(2)同位素法

3. 文物保护与鉴定

这方面采用的方法主要有超声波法、电阻率法、磁法和核物理方法。

4. 考古地球物理学的理论及方法技术研究

为了解决以上几方面的问题，考古地球物理学就必须在理论、方法、技术方面不断发展，不断提高解决实际问题的能力。这就必须进行理论和方法技术方面的研究，从其他科技领域中吸取新的营养，提高本身的科学技术水平。

二、有关勘查工作的几个基本问题

古遗存的年龄测定问题，涉及的方面比较少，准备在专门的章节内加以论述；而古遗存的地球物理勘查问题，涉及的方面多，因而有必要就各种勘查方法都要涉及的几个基本问题做一些探讨。在开始探讨之前，需要明确一下探讨这些问题的根本原则。我们都知道，要做好任何一件工作，必须抓住两个基本点：一是要注意效果，即要真正解决问题；二

是要注意效率，即在真正解决问题的前提下，力争又快、又好、又省，也就是要尽可能地节约时间和人力、物力。考古地球物理勘查工作也是这样。

以下就考古地球物理勘查方法在勘查工作的几个主要方面(或主要工作步骤)所涉及的一些共同问题进行论述：

1.考古地球物理勘查前对方法的选择

当探测目标确定后，首要的问题就是选择什么考古地球物理方法去勘查它。在选择方法时，可能要考虑四个方面：

(1)方法有效的前提——地质地球物理条件

地球物理方法能探测到某个目标，依据的就是这个目标与它周围介质在某个或某几个物理性质(简称物性)上有差别，这是某种或某几种地球物理方法能用来勘查这个目标的前提条件。例如用磁法找磁铁矿，就是因为磁铁矿的磁性强，而它的围岩或者没有磁性，或者比它弱得多。因此，当探测目标确定后，我们首先就要了解探测目标和它周围介质的物性，找出它们在哪些物性上有差别。能探测出这些物性差别的地球物理方法，就是可以考虑采用的方法。

其次，地球物理方法不像钻探，钻探根据取到的岩心，就可以直接知道地下有什么，而地球物理是一种间接的探测方法。它在地面上观测到的不是被探测目标本身，而是由探测目标引起的、与周围不同的物理现象，我们叫做"异常"。但是，能够形成这种异常的，可能不单是我们需要探测的目标，而是还有别的东西，例如某种与我们的探测目标具有相似物性的岩石等等。为了解决这个问题，我们就要把视野放宽一些，全面了解工作地区的地质地球物理情况，包括构造、地层、岩石、矿床以及它们的物理性质等等，找出一切可能引起与我们探测的目标所形成的异常类似的异常因素。我们将这些不是探测目标引起的异常，称为"伪异常"。

找出探测目标与围岩的物性差别，找出各种可能引起伪异常的因素，这就是我们研究工作地区地质地球物理条件的目的，也就是在选择合理的勘查方法时要考虑的第一个问题。

(2)综合地球物理勘查——区分真伪异常的有效途径

如何分辨真伪异常，找到我们希望找到的目标，这是我们在选择能够解决问题的地球物理方法时，迫切希望解决的第二个问题。

为了分辨真伪异常，几乎所有地球物理方法都有一些办法。但是，它们往往都有自己的局限性，很难真正解决问题。

为了真正解决真伪异常的分辨问题，我们还是从选择有效的地球物理方法的最基础的地方着手，就是研究探测目标与各种可能产生伪异常的地质体之间的物性差别。根据这些差别，采用几种不同地球物理方法的适当配置来区分真伪异常。这就是所谓综合地球物理勘查方法要解决的最重要的一个问题。

(3)间接勘查

当勘查目标与周围介质不存在物性差别时，就应了解与勘查目标共存的东西是什么，这些东西与周围介质有些什么物性差别，找到了这些东西，也就找到了我们的目标。

(4)节约的原则

在选择合理的地球物理勘查方法时，首先考虑的当然是方法的有效性，但是，在保证方法有效的前提下，我们还要考虑如何节约时间，节约人力、物力。这就是在保证解决问题的条件下，尽量选用效率最高、成本最低的方法，尽量少使用一些方法，以便能用最少的人力物力，在最短的时间内，保质保量地完成勘查任务。

2.野外观测工作布置的基本原则

在选择合适的勘查方法后，就应考虑如何通过野外工作找到我们想要找到的目标。从地球物理勘查来说，就是如何找到我们想要探测的目标所引起的异常。这就牵涉到选择合适比例尺的测网、恰当的观测精度和压制干扰问题。

(1)测网与比例尺

测网是由测线和测点组成的。线距×点距就表示测网的密度。测网的密度是由两个因素决定的：

①探测目标的大小

一般认为：为了找到我们想找的目标，测网的密度应保证有1～2条测线通过目标；而在每条测线上，又至少应有3个测点座落在目标上，这样才能保证不致漏掉目标。

②勘查任务要求的详细程度

在地球物理勘查中，根据对目标进行勘查的详细程度不同，勘查工作一般分为普查、详查等不同阶段。普查是为了发现目标，而详查是为了弄清目标的细节。在考古勘查中，阶段不一定分得这么清楚。有时分普查、详查，有时勘查目标的位置已经明确，可能一开始就是详查。

普查时如上面所谈，在目标上应有1～2条测线，而每条测线上至少应有3个测点；

详查时，要求测线及测点更密，有时在测线上是连续观测。

这样，工作的成果就必须用不同比例尺的图件来表达。图件的比例尺是由测网决定的。一般说来，图上每个平方厘米内，至少应有一个测点。

(2)观测精度

观测精度包括四个内容：一是地球物理仪器的读数精度，二是观测值系统变化的消除，三是测点位置及地形测量精度，四是仪器操作的准确性。

①仪器读数的精度

选择仪器读数的精度时，要考虑两个方面：

A.探测目标形成的异常的幅度：要找到这些异常，就必须异常幅度大于观测精度。大多少比较合适，一般认为至少应在观测精度的2倍或3倍以上。为了做到这一点，就必须在事先对探测目标可能引起的异常的幅度有一个大致的估计。

B.仪器读数的灵敏度和稳定性：仪器读数的灵敏度是仪器能读出的极小值。对于一定型号的仪器，就有一定的灵敏度，这是仪器的一个重要技术指标，在仪器说明书上就标出了的。当然有时由于仪器的质量有问题，可能达不到规定的指标。

仪器读数的稳定性主要反映在外部条件不变时，在同一测点上不同时间内仪器读数的重复性。有些仪器有零点漂移的问题，但只要漂移是有规则的，就不难进行漂移的校正，从而取得正确的读数。

②基点的设置

在考古地球物理方法中,如磁法与重力测量,由于种种原因,同一仪器于不同时间在同一测点的读数往往出现系统变化,这时就必须在异常范围之外选择一个测点作为基点,每隔若干时间或者每完成一条测线的观测后,到基点去观测一次,根据同一基点上不同时间的观测值,就可消除由探测目标以外的因素引起的观测值的系统变化,达到提高观测精度的目的。

当然,为了节约时间和人力、物力,观测精度并不是越高越好,而是在保证按任务要求进行勘查的前提下,确定一个合理的观测精度。

③测点位置及地形测量精度

测点位置的测量精度对观测结果的影响显而易见,这点不需做过多的解释。地形测量精度对观测结果的影响,视所用地球物理方法的不同而有很大的差异。其原因将在介绍各种地球物理方法时分别论述,这里只提一下地形对这些地球物理方法的观测精度影响大小的相对程度。重力勘探对地形测量的要求最高,它不但要求测出测点的高程,而且需测出测点周围一定范围内的地形,否则就得不到可用的结果;地震勘探和电法对地形测量的要求次之,它们要求的是测点及测线的高程和地形剖面,对测线以外地方的地形没有测量的需求;电法中的激发极化法对地形测量的要求不高,而这一点正是它相对于其他电法来说,是一个难得的优点;磁法、放射性勘探方法对地形测量的要求比较低。因此,在选择方法时,地形测量工作量的大小,也是一个值得注意的因素。

④仪器操作的准确性

仪器操作不准确,往往是野外观测误差的主要因素,例如磁测,前后观测测点位置不重合,探杆倾斜,探头高度不准等等,都会带来观测误差,因此,严格按照野外工作规范进行操作,是保证获得可靠数据的必要条件。

(3)压制干扰

野外工作布置除要考虑适当的观测精度外,还必需考虑如何压制干扰。

地球物理方法观测的是探测目标引起的异常地球物理场。所谓地球物理场,就是我们观测的地球物理现象在空间中的分布,如地磁在空间中的分布称地磁场;重力在空间中的分布称重力场等等。但是,在野外实际工作中,往往出现一些与探测目标引起的异常场类似的地球物理场,而后者却是别的地质体引起的。例如地磁异常场(或磁异常)除磁铁矿可以引起外,许多超基性岩都有较强的磁性,因而也能形成磁场;地面上的电源、高压线、钢铁构件等等也都能形成磁场。它们对用磁法来找我们想找的目标,产生不同程度的干扰。为了消除这些干扰,首先在野外观测阶段,就应考虑从每种方法的本身来找消除这些干扰的办法,例如在磁法观测中,往往采用提高探头的高度,来消除近地表磁性物的干扰。各种地球物理方法消除干扰的措施很多,将分别在以下各章节里介绍。

3.数据处理

(1)数据处理的目的

地球物理数据处理的目的有二:

①消除干扰,提取信息:地球物理勘查的干扰,除在仪器设计及野外工作布置时就应采取措施外,数据处理也是重要措施之一。在有的方法中,往往是野外工作方法与数据处理二者结合起来消除干扰,提取信息,如地震勘探中的叠加之类。

②求得勘查目标的空间位置(地面投影位置及埋深)、形状大小和性质(它的物理性质,以及由物理性质及几何形状等来判断它是否就是我们勘查的目标)等有关参数,这是地球物理勘查的最终目标。

(2)数据处理方法

相应于数据处理的目的,数据处理方法也分两类:

①消除或压制干扰的方法

消除或压制干扰的方法很多,如滤波、曲线平滑等等,将分别在有关章节里介绍。

②计算有关勘查目标各种参数的方法

地球物理勘查中,与勘查目标的各种参数,包括形状、大小、空间位置和性质有关的计算方法可以分为两类:一是所谓正演方法,一是反演方法。

A. 正演方法:就是根据我们对勘查目标及其周围介质结构的了解,先给定勘查目标及其周围介质的物理模型,包括空间位置、形状、大小、物理性质,然后根据我们已经掌握的物理规律,用合适的数学方法,计算出这个模型在地面产生的地球物理场,也就是我们在地面上可能观测到的数据。

正演方法是勘查目标模型的理论计算方法,通过这种对给定模型的理论计算可以起到两方面的作用:

一是通过对一些规则形状的模型(如二层、三层等层状模型,以及球形、圆柱状、板状模型等)的理论计算,我们可以了解到这些模型在地面形成的地球物理场的特征。假如我们在实际工作中观测到了类似的特征,我们就能定性地判断这些特征反映的物体的形状、大小、空间位置及性质;

二是为下面将要讲到的模型拟合方法创造基本条件。

B. 反演方法:就是根据地面观测到的数据,计算出勘查目标的几何与物理参数(形状、大小、空间位置和物理性质)。

这种反演方法也有两类:

一类是由我们在地面上观测到的数据及理论研究所得到的数学表达式,计算出勘查目标的各种几何及物理参数,这是过去地球物理方法中常用的方法,现在也还在使用;

另一类是所谓拟合的方法:即根据在地面上观测到的地球物理场的特征,以及我们从理论模型计算中所获得的各种模型所能引起的地球物理场特征的定性知识,和对工作地区地质地球物理条件的了解,先给定一个与观测结果尽可能接近的勘查目标的模型,包括所需的全部几何及物理参数,计算出这个模型在地面形成的地球物理场,将理论计算与实测结果对比,找出其不符合部分,然后调整模型某些参数的数值,再继续进行计算。如此一直进行到理论模型计算与实测结果的吻合程度满足我们的需要为止。最后得到的各个参数就是所求的有关探测目标的参数。这个方法,叫做拟合。由于计算机的应用,拟合法在目前反演方法中已越来越得到广泛的应用。

4. 信号与噪音

为了寻找和了解我们想要探测的目标,地球物理工作者采用各种方法来取得有关探测目标的信息。这时,凡是我们需要的、携带有关探测目标信息的载体,就叫做信号,反之,就叫做噪声,或者叫做干扰。

噪声可以分为两类：

(1)相干噪声：如地震勘探中，相邻地震道之间有着系统相位联系的噪声，像地滚波、多次波等；

(2)随机噪声：如仪器噪声及其他随机性的干扰等。

信号与噪声是相对的概念，完全是以对我们有用与否为准。有用的是信号，无用的是噪声。在解决这个问题时可能是信号的东西，到解决另一个问题时可能就成了噪声。例如折射波，在折射法中是信号，在反射法中就成了噪声。

信号与噪声的相对强弱关系，可用信噪比来表示。所谓信噪比，就是信号能量(或振幅)除以同一时刻的其他全部能量，即 S/N(S 为信号，N 为噪音)。有时也采用总能量作分母，即 $S/(S+N)$。而实际上，由于我们很难将信号分离出来，要确定信噪比，是相当不容易的。

5. 成果图

勘查结果要用最显著和最容易理解的方式显示出来，主要表示为成果图。成果图显示的方法多种多样，如等值线、灰阶、彩色及立体图等。书中作为例子显示的多为等值线图，这有历史的原因。显然，不管剖面图或平面图，很多都可用灰阶或颜色显示，书里就不处处重复了。

第二章 磁 法

在古遗存中，许多遗存都有一定的磁性，例如：

古宫殿、民居等建筑物，一般都离不开砖瓦、陶瓷和铁器等金属器皿以及炉、灶之类，这些砖瓦、陶瓷、铁器、炉灶都是有磁性的东西；

古墓葬既有砖瓦、陶瓷，还可能有铁制品，也具磁性；

古铁矿、铜矿，以及矿坑附近的炼铁、炼铜炉和炉渣，基本上都有磁性，有的磁性还相当强；

烧陶瓷的窑等古遗址，磁性往往也很强；

经人工挖掘、夯实的土壤，如城墙、大型建筑基址，其磁性与原生土壤也不一样；

所有这些，都为磁法在考古勘查中的应用，奠定了基础。

在各种考古地球物理方法中，磁法是一种效果较好，效率较高，成本较低的方法，因而在考古勘探中被广泛应用。

第一节 磁法的理论基础

一、磁场与物质的磁化

磁铁能够吸引铁，这是众所周知的事实。棒形磁铁吸引力最强的是它的两端，称为磁极。我们如将这个棒形磁铁用细丝悬挂起来，则其一个磁极总是指向北方，另一个磁极总是指向南方。指向北方的磁极称为指北极或北极（或正磁极）；而指向南方的磁极称为指南极或南极（或负磁极）。中国是世界上最先发现天然磁石能够吸铁和磁针指向南北这个现象的国家。传说黄帝在大雾迷茫中打败了蚩尤，指南车起了重要的作用。指南车依据的是不是磁针指向南北这个现象，其说不一，但从战国时期著名学者韩非的《韩非子》“有度”篇谈到的指南器“司南”[9]来看，这个现象至少是在2000多年前的战国时期，中国就已发现了的。而到了宋代或更早，中国人不但制造出了指南针，而且还认识到磁偏角的存在。北宋的沈括（1031～1095年）在他的《梦溪笔谈》里就说到：“方家以磁石磨针锋，则能指南”；并进一步指出：磁针“指南，然常微偏东”[32]。那时，指南针已在中国的航海活动中得到了应用。北宋宣和年间（公元1119～1125年）朱彧写的《萍洲可谈》就说当时海船导航的方法是：“夜则观星，昼则观日，阴晦观指南针”[61]。这大概是世界上最早的关于航海用指南针导航的记载。但更有意思的是北宋曾公亮等《武经总要》（1044年）关于制造指南鱼的一段记载，说指南鱼“以薄铁叶剪裁，长二寸，阔五分，首尾锐如鱼形，置炭火中烧之，候通赤，以铁钳钳鱼首出火，以尾正对子位，蘸水盆中，没尾数分则止，……用时置水碗于无风处，平放鱼在水而令浮，其首常南向午也”[50]。这里所谓子位，是指北方，午位，是

指南方。由此可见，早在近千年前，我国已经知道利用高温的铁在地磁场中冷却时，被地磁场磁化的现象来制造指南器具了。

磁石吸引铁的这种性质叫做磁性。具有磁性的物体叫做磁体。任何一个磁体都有正磁极和负磁极。两个磁极也相互作用：相同磁极互相排斥，不同磁极互相吸引。这种吸力或斥力，叫做磁力。法国物理学家库仑(Charles-Augustin de Coulomb)在建立两个电荷之间作用力的库仑定律时，又提出了两个磁极之间作用力的库仑定律，即：两个磁极之间的吸力或斥力，与两个磁极的强度成正比，与二者之间的距离成反比。在国际单位制中，作用力的单位为牛顿(Newton，简写为 N)；磁极强度的单位为安培·米(Ampere·meter，简写为 A·m)。

一对磁极强度相等，极性相反(一为正磁极，另一为负磁极)而相互之间的距离不大的磁极，称为磁偶极子。其一个磁极的磁极强度 $\boldsymbol{m}$ 与二者之间的距离 d 的乘积 $\boldsymbol{M}$，称为该偶极子的磁矩。

$$\boldsymbol{M} = d\cdot\boldsymbol{m} \tag{2-1}$$

磁矩是矢量，其方向是从负磁极指向正磁极，单位为安培·米^2(ampere·square meter，简写为 $A\cdot m^2$)。

一个磁体在其周围空间中对其他磁体产生作用力。这种作用力分布的空间，叫做该磁体的磁场。物质放入磁场中会获得磁性，这种使物质获得磁性的作用，称为磁化。

物质之所以被磁化，可以作如下的解释：物质是由原子组成的，原子中除电子和其他带电粒子自旋外，电子还围绕原子核运转，因而每个原子都相当于一个磁偶极子。在外磁场作用下，原子的磁矩趋向沿外磁场方向排列，于是整个物质具有一种占优势的磁矩，物质就被磁化了。反映物质被磁化程度的量叫做磁化强度 $\boldsymbol{J}$。它可以定义为被磁化物质单位体积内的磁矩，即

$$\boldsymbol{J} = \boldsymbol{M} / v \tag{2-2}$$

式中：$\boldsymbol{M}$ 为被磁化体的磁矩；v 为被磁化体的体积；磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 的方向即磁矩的方向，单位为安培/米)(A/m)。这里值得说明的是，文献中一般用 $\boldsymbol{M}$ 表示国际制单位的磁化强度，用 $\boldsymbol{J}$ 表示厘米-克-秒制(cgs 制)单位的磁化强度，但 $\boldsymbol{M}$ 容易与磁矩等物理量的符号混同，且目前通用的是国际制单位，所以，本书的国际制单位的磁化强度符号采用 $\boldsymbol{J}$。

把物质磁化的外磁场，叫做磁化场。物质的磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 与磁化场强度 $\boldsymbol{H}$ 成比例关系：

$$\boldsymbol{J} = \kappa\boldsymbol{H} \tag{2-3}$$

式中：κ 称为物质的磁化率，它表示物质在外磁场作用下被磁化的能力。由于它是从磁化强度，即单位体积内的磁矩求得的，所以，也就被称为体积磁化率。而由物质单位质量或摩尔数内的磁矩求得的磁化率，分别被称为质量磁化率 κ_m 及摩尔磁化率 κ_{mol}。它们与体积磁化率的关系分别是：

$$\kappa_m = \kappa / \sigma \tag{2-4a}$$

$$\kappa_{mol} = m_0\kappa / \sigma \tag{2-4b}$$

式中：σ 为物质的密度，m_0 为物质的分子量。

磁化率是无量纲的，但在国际单位制和 cgs 单位制中，它们的大小不同。令 cgs 单位制的磁化率为 k'，则

$$\kappa = 4\pi k' \qquad (2-5)$$

还有一个重要的、反映物质磁性的量,叫做绝对磁导率,以 μ 表示,定义为:

$$\mu = B / H \qquad (2-6)$$

式中:$\boldsymbol{B}$ 为物质中的磁感应强度(又称磁通量密度),$\boldsymbol{H}$ 为磁化场强度。

常用的是相对磁导率 μ_r,

$$\mu_r = \mu/\mu_0 = B/\mu_0 H \qquad (2-7)$$

式中:μ_0 为自由空间磁导率。在国际单位制中:

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}\text{韦伯/(安·米)}[\mathrm{Wb/(A \cdot m)}];$$

在 cgs 制中: $\mu_0 = 1$ 高斯/奥斯特(Gs/Oe)。

相对磁导率是一个无量纲的量,在国际单位制中,简称为磁导率。

磁感应强度 $\boldsymbol{B}$ 体现物质中的磁场,而磁场强度 $\boldsymbol{H}$ 可以看成磁化线圈中电流在真空中产生的磁化场,因此,磁导率 μ_r 反映物质在磁化场作用下,物质中的磁场相对增加($\mu_r > 1$)或减少($\mu_r < 1$)的程度。在国际单位制中,磁感应强度 $\boldsymbol{B}$、磁场强度 $\boldsymbol{H}$ 和磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 有下列关系:

$$\boldsymbol{B} = \mu_0(\boldsymbol{H} + \boldsymbol{J}) \qquad (2-8)$$

式中:磁感应强度 $\boldsymbol{B}$ 的单位为特斯拉(T),

$$1\text{特斯拉(T)} = 1\text{韦伯/米}^2(\mathrm{Wb/m^2}) = 1\text{牛顿/(安·米)}[\mathrm{N/(A \cdot m)}]$$

磁场强度 $\boldsymbol{H}$ 的单位为安培·匝/米(A·匝/m),磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 的单位为安培/米(A/m)。

磁感应强度 $\boldsymbol{B}$ 的 cgs 单位为高斯(Gs),

$$1\text{特斯拉(T)} = 10^4\text{高斯(Gs)}$$

磁导率 μ_r 与磁化率 κ 之间的关系可从(2-3)、(2-6)、(2-7)、(2-8)四式得出,即:

$$\mu_r = 1 + \kappa \qquad (2-9)$$

二、地 磁 场

地球的磁场称地磁场,是指从地心到高空磁层边界的空间范围内的磁场。

地球为什么有磁场?这是科学家们直到现在仍在研究的问题。

1600 年,英国医生吉伯(W. Gilbert)提出,磁针能够指向南北极,是由于地球本身就像一块大磁石。这是关于地磁场本质的最早论断。

1. 地磁要素

地磁场强度是一个矢量。为了研究空间某一点的地磁场强度,一般采用直角坐标系,令观测点为原点 o,水平面为 xoy 平面,x 轴指向地理北方,y 轴指向地理东方,z 轴垂直向下(图 2-1)。

地磁场总强度 $\boldsymbol{T}$ 在 z 轴上的投影称为地磁强度的垂直分量 $\boldsymbol{Z}$,在 xoy 平面上的投影称为地磁强度的水平分量 $\boldsymbol{H}$,在 x 轴上的投影称为地磁强度北向分量 $\boldsymbol{X}$,在 y 轴上的投影称为地磁强度东向分量 $\boldsymbol{Y}$。$\boldsymbol{H}$ 的指向就是磁北。磁北方向的延长线,叫做磁子午线。地磁场各个分量的方向与坐标轴的方向一致时为正值,反之为负值。

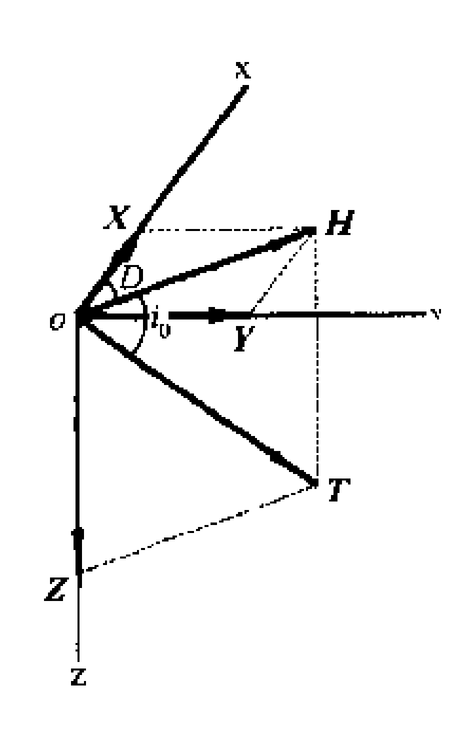


图 2-1 地磁要素图

总强度 $\boldsymbol{T}$ 与水平面的夹角 i_0 称为磁倾角。$\boldsymbol{T}$ 指向 xoy 平面以下时，i_0 取正值，反之为负值。地球上磁倾角为零的点的连线在地理赤道附近，称为磁赤道。

水平分量 $\boldsymbol{H}$ 与 x 轴的夹角 D 称为磁偏角，即磁北与地理北方之间的夹角。水平分量 $\boldsymbol{H}$ 偏向东时，D 为正值，偏向西为负值。

以上各量统称为地磁要素。它们之间的关系如下：

$$T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \tag{2-10}$$

$$\boldsymbol{H} = \boldsymbol{T}\cos i_0 \tag{2-11}$$

$$\boldsymbol{X} = \boldsymbol{H}\cos D \tag{2-12}$$

$$\boldsymbol{Y} = \boldsymbol{H}\sin D \tag{2-13}$$

$$\boldsymbol{Z} = \boldsymbol{T}\sin i_0 = \boldsymbol{H}\mathrm{tg}\, i_0 \tag{2-14}$$

在地球上某个地方，磁倾角 i_0 达到 90°，这就是地球的磁极。在地理北极附近的叫做北磁极，是负磁极，$\boldsymbol{T}$ 在这里垂直向下；在地理南极附近的叫做南磁极，是正磁极，$\boldsymbol{T}$ 在这里垂直向上。地磁的南北极与地理的南北极不重合，但始终在地理南北极的附近。

地磁场强度的国际测磁单位称特斯拉(T)。由于地磁场强度非常弱，常以 10^{-9}T(毫微特斯拉)来计量，称为纳特斯拉(nanotesla)，简称纳特(nT)。

1 特斯拉(T) = 10^9 纳特(nT) = 10^4 高斯(Gs)

地磁场强度的单位过去曾采用"伽马"(γ)。

1 伽马(γ) = 10^{-5}高斯(Gs) = 1 纳特(nT)

根据场源的不同，地磁场可分为两大部分：

(1)地球基本磁场，其场源在地球内部，且比较稳定；

(2)地球变化磁场，其场源在地球之外，变化较快。

2. 地球基本磁场

地球基本磁场[51]是地磁场的主要部分，变化非常缓慢。地磁场的这种非常缓慢的变化，称为地磁场长期变化。

(1)地球基本磁场的起源

地球基本磁场的起源问题是一个直到目前还在研究的问题。现在比较公认的地球基

本磁场起源理论是所谓“自激发电机”(self-exciting dynamo)理论。大家都知道，电流通过导体时会产生磁场。假如在地核内有电流从东向西绕一个接近于南北方向的轴流动，就可能产生现在这种类似偶极子的地磁场。而地核的主要成分是导电性能良好的铁镍，外核呈液态，这就为自激发电机理论提供了前提。

1832 年，著名的德国数学家高斯(C. F. Gauss)提出了地磁场强度的测量方法，从而出现完备的地磁场测定。1839 年，他又首次将球谐函数分析方法应用于实测的地磁场资料，得出了地磁场的数学表达式。分析结果证明：地磁场主要来源于地球内部，外源磁场只占千分之几，从而在理论上证实了吉伯关于地磁场来源于地球本身的论断。地磁场的球谐分析也叫做高斯分析。

地球外任意观测点(r、θ、λ)的地磁场位 V 可用下列球谐函数的无穷级数来表示：

$$V=\frac{1}{a}\sum_{n=1}^{\infty}\sum_{m=0}^{n}\left\{\left[C_n^m\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}+C_n^{'m}\left(\frac{r}{a}\right)^n\right]\cos m\lambda+\left[S_n^m\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}+S_n^{'m}\left(\frac{r}{a}\right)^n\right]\sin m\lambda\right\}P_n^m(\cos\theta) \tag{2-15}$$

式中：r、θ、λ 分别为观测点与地心的距离、磁余纬度(即 90°减磁纬度)和磁经度；a 为地球赤道半径；系数 C_n^m 及 S_n^m 是描述内源场的，$C_n^{'m}$ 及 $S_n^{'m}$ 是描述外源场的；$P_n^m(\cos\theta)$ 为缔合勒让德函数。

考虑到磁静期间地面上外源磁场强度约为总磁场强度的千分之一，因而在描述地磁场时可以把我们的主要注意力放在内源场上。这样，对于与坐标系共轴的磁偶极来说，式(2－15)可改写为：

$$V=\frac{a}{(\mu_0)}\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}\sum_{m=0}^{n}(g_n^m\cos m\lambda+h_n^m\sin m\lambda)P_n^m(\cos\theta) \tag{2-16}$$

式中：

$$g_n^m=(\mu_0)\frac{C_n^m}{a^2} \tag{2-17}$$

$$h_n^m=(\mu_0)\frac{S_n^m}{a^2}$$

称为高斯系数。

(2－16)式为地球基本磁场的表达式。

(2)地球基本磁场的构成

分析(2－16)式及实测地磁资料可以发现，地球基本磁场的构成包括偶极磁场、非偶极磁场和地磁异常场：

①在(2－16)式中，取 $n=1$ 时所得的项，相当于将一个磁偶极子放在地心时产生的磁位，因此称这个偶极子为地心偶极子，它所产生的磁场为偶极磁场。偶极磁场占基本磁场的 85%以上。

②在(2－16)式中，取 $n=2$ 及其以上数值时所反映的磁场，称为非偶极磁场。非偶极磁场约占基本磁场的 1/10。

以上由(2－16)式所反映的磁场，包括偶极磁场和非偶极磁场，称为正常磁场。

③(2－16)式只是对实测的地球基本磁场的最佳拟合，它们之间还有某些差异。这种

差异磁场我们称之为地磁异常场。

地磁异常根据规模大小的不同,又可分为区域异常和局部异常。地磁异常是由岩石圈内具有磁性的岩层、矿体以及地下文物之类的物体引起的。

前面已经说到,地球基本磁场不是不变的,而是一个变化非常缓慢的长期变化磁场,但从比较长的历史时期来看,变化还是相当可观的。一个明显的例子是魏青云等绘制的北京地区地磁倾角随时间变化图[39](图 2-2)。由图可见,在近 3 000 年的时间里,磁倾角的变化几达 15°之多。

3. 地球变化磁场

地球变化磁场[51]的变化可分为平静变化和干扰变化。它们是由地球外部场源引起的。

(1)平静变化

平静变化包括以一个太阳日为周期的变化,称为太阳日变化;和以一个太阴日为周期的变化,称为太阴日变化。它们的变化幅度分别为 10~10^2nT 和 1~3 nT。场源是电离层中的永久电流体系。

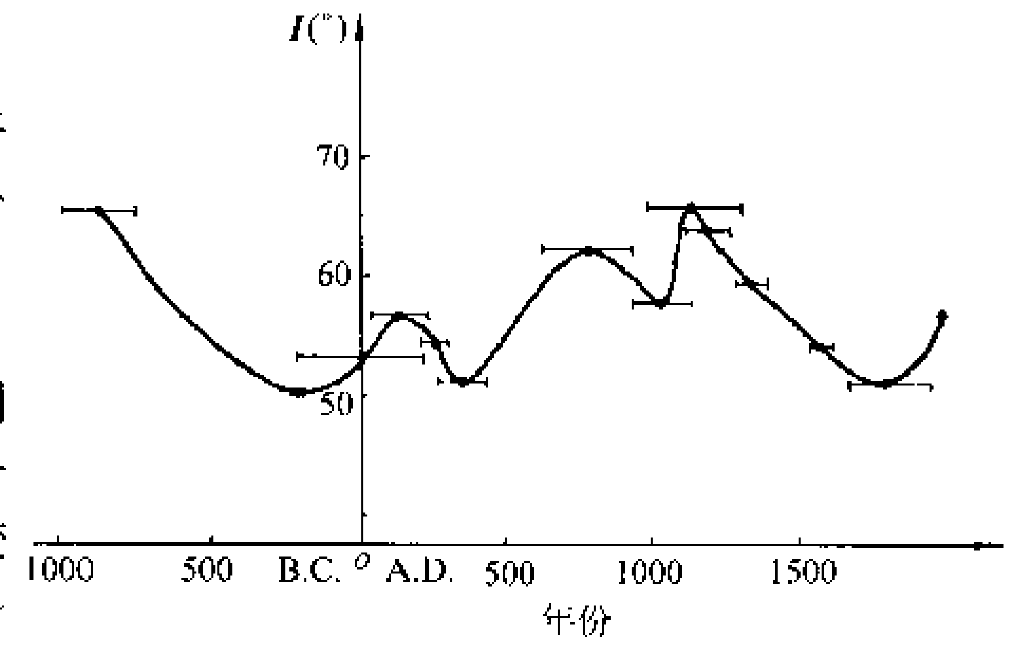


图 2-2 北京地区地磁倾角(I)随时间(t)的变化
(引自魏青云等,1982)

(2)干扰变化

干扰变化包括磁暴、地磁亚暴、太阳扰日变化及地磁脉动等。它们的场源是太阳粒子辐射与地磁场相互作用而在磁层和电离层中产生的短暂电流体系。

①磁暴是全球同时出现的磁场强烈变化,幅度可达 10^2nT,持续时间 1~3 天,对人类正常活动(如通讯等)造成极大的干扰。

②地磁亚暴主要发生在极光区,幅度 10^2~10^3nT,持续时间几个小时。

③太阳扰日变化也主要发生在极光区,幅度约 10~10^2nT,周期为一个太阳日。

④地磁脉动是短周期的地磁变化,周期为几秒至十几分钟,幅度 1~10^2nT 或更大。

三、物质的磁性

地磁异常既然是由岩石圈内具有磁性的岩层、矿体和地下古遗存之类的物体引起的,那么,它们的磁性是如何得来?同时又有哪些特性呢?

1. 物质磁性的分类

前面已经讲到,物质在外磁场作用下产生磁化。除外磁场外,决定物质磁化状况的有两个物理量,一是磁化率,另一个是磁导率。根据磁化率和磁导率的不同,物质可分为三类:

(1)顺磁性物质:物质的磁化率为正,数值远小于 1;磁导率略大于 1;二者一般是恒量,不随磁化场 $\boldsymbol{H}$ 的变化而变化,但与温度 T 成反比变化。这类的物质包括绝大多数岩

石、矿物和元素。它们磁化时产生的磁矩与磁化场 $\boldsymbol{H}$ 方向一致，即(2-8)式中的磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 为正，物质的磁感应强度 $\boldsymbol{B}$ 相对增加。

(2)抗磁性物质：物质的磁化率为负，数值远小于1；磁导率略小于1；二者一般是恒量，不随磁化场 $\boldsymbol{H}$ 的变化而变化，也不随温度 T 的变化而变化。这类的物质有铜、铍、硼、磷、硫、锑、铋等元素和石英、石墨、磷灰石、闪锌矿、正长石、重晶石等矿物。它们磁化时产生的磁矩与磁化场 $\boldsymbol{H}$ 方向相反，即(2-8)式中的磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 为负，物质的磁感应强度 $\boldsymbol{B}$ 相对减弱。

由于顺磁性的物质和抗磁性的物质的磁化率值都很小，在地磁场这样的弱磁场作用下，它们的磁性都很弱，所以统称为弱磁性或无磁性物质。

(3)强磁性物质：主要是含铁、钴、镍类元素的物质，因此也称为铁磁性物质。这类物质的磁化率和磁导率，不仅数值很大，而且不是恒量，是随着磁化场和温度的变化而变化。当温度超过某个数值时，物质失去铁磁性，这个温度就叫做居里点或居里温度。图2-3表示的就是铁磁性物质的磁化强度与磁化场强度的关系：

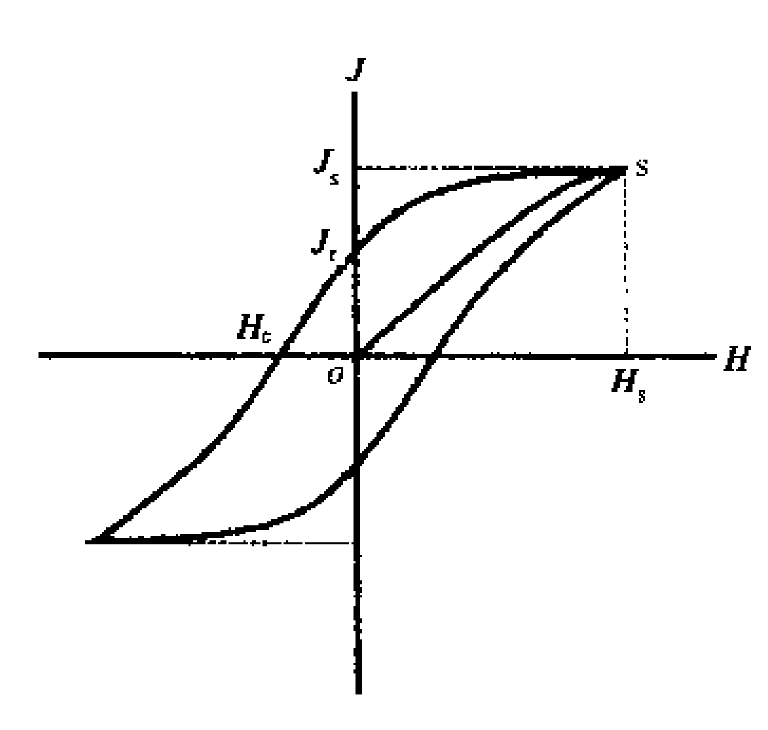


图2-3 铁磁性物质磁化强度与磁化场强度的关系示意图

由图可见：假定铁磁性物质于磁化场强度 $\boldsymbol{H}=0$，其本身磁化强度 $\boldsymbol{J}=0$ 时开始磁化，在初始阶段，磁场强度增大时，磁化强度也随之而线性增大，这时的磁化率值为恒量；但当磁场强度增到一定程度时，磁化强度的增加逐渐缓慢，即磁化率值为变量；到了磁场强度增加到某个数值 $\boldsymbol{H}_s$ 时，磁化强度也就达到某个数值 $\boldsymbol{J}_s$；此后，再增加磁场强度，磁化强度将维持 $\boldsymbol{J}_s$ 值而不再增加，也就是磁化达到了饱和，因而此时的磁场 $\boldsymbol{H}_s$ 称为饱和磁化磁场，而此时的磁化强度 $\boldsymbol{J}_s$ 称为饱和磁化强度；达到饱和磁化之后，若逐渐减小磁化场强度，磁化强度值将逐渐减小，但不会沿着原来的曲线 os 下降，而是沿着新的曲线 s$\boldsymbol{J}_r$ 而逐渐下降，到 $\boldsymbol{H}=0$，即磁化场完全消失时，物质的磁化强度并不完全消失，而保留某个强度 $\boldsymbol{J}_r$，$\boldsymbol{J}_r$ 称为该物质的剩余磁化强度；为了消除剩余磁化强度，就必须建立一个反向磁场，当反向磁场强度达到某个数值 $\boldsymbol{H}_c$ 时，$\boldsymbol{J}=0$，即铁磁性物质的磁性消失，这时的磁场强度 $\boldsymbol{H}_c$ 称为矫顽磁力；继续增强反向磁场，则磁化强度在反方向上达到饱和状态；然后减小反向磁场，一直到零，再逐渐增大正向磁场，$\boldsymbol{J}$ 值又慢慢增大，直至回到饱和点 s，曲线闭合。这种物质磁化强度滞后于外磁场变化的现象叫做磁滞现象；图2-3所示的是反映磁滞现象的曲线，叫做磁滞回线。

磁感应强度 $\boldsymbol{B}$ 与磁化场强度 $\boldsymbol{H}$ 之间也有与此类似的磁滞回线。

2.岩石和古遗存的磁性

考古地球物理勘查可能遇到的岩石和古遗存磁性如表1[5,64,66]。

这里要特别提一下土壤的磁性问题，这不但因为土壤是一种成分十分复杂的介质，磁性变化很大，而且还因为土壤磁化率测量本身，就是考古勘查的一种方法。

表 2-1　岩石和古遗存的磁性

介质名称	剩余磁化强度 ($\times10^{-3}$A/m)	磁化率 ($\times10^{-6}$SI)	介质名称	剩余磁化强度 ($\times10^{-3}$A/m)	磁化率 ($\times10^{-6}$SI)
砂及砂岩	$0.1\sim n\times1$	$1\sim10^2$	火烧土	$100\sim2000$	10^4
泥岩	$0.1\sim n\times1$	$1\sim10^2$	砖	$n\times100$	$10^3\sim10^4$
石灰岩	$0.1\sim n\times1$	$1\sim10^2$	陶器	$10^2\sim10^3$	10^3
土壤	$0.1\sim n\times1$	$1\sim10^2$	铁器	$>10^3$	$10^5\sim10^6$

土壤里的矿物主要来自风化的基岩、植物根部作用以及人类耕种等活动。它的磁性在相当大的程度上，取决于它的铁含量。铁的化合物一般是难以溶解的，所以在土壤中逐渐富集。而人类的活动，包括耕种、生活垃圾、烧火等，都会给表土增加铁的含量和提高它的磁性。

第二节　观测仪器

磁法是一种很老的地球物理方法，最早的观测仪器就是罗盘。19 世纪的找矿者往往利用罗盘来找铁矿。

20 世纪 50 年代及其以前，磁法所用仪器的基本原理仍然是磁针在异常磁场作用下偏离正常地磁场的现象。它们的灵敏度都比较低，大约在 10nT 左右，因而早已废置不用。目前使用的仪器有磁通门磁力仪、质子旋进磁力仪、光泵磁力仪、超导磁力仪等几种，其灵敏度都比较高。野外工作中用得最多的是前两种，超导磁力仪主要用于实验室中弱磁样品测量。另外，还有野外及实验室使用的测量磁化率的仪器。下面分别介绍这些仪器的工作原理[8,69]。

一、磁饱和磁力仪（又名磁通门磁力仪）

仪器的核心部分是两个绕有线圈的铁心。铁心是由磁导率极高的磁性材料，如坡莫合金等材料制成，其磁滞回线极窄，近似于一根曲线，容易在很弱的磁场里达到饱和磁化。

先在两个铁心上分别绕上初级线圈。两个绕有初级线圈的铁心应具有等同的电磁性质。将它们平行地放在一起，两个初级线圈反向串联，再在它们的外面绕以次级线圈。给初级线圈输入低频(50～1 000Hz)恒稳交变电流，其强度足以使两个铁心在每个交变周期内正、反方向都达到饱和磁化。令两个铁心的磁感应强度分别为 $\boldsymbol{B}_1$ 和 $\boldsymbol{B}_2$，则这个系统磁感应总强度 $\boldsymbol{B}=\boldsymbol{B}_1+\boldsymbol{B}_2$，而次级线圈的感应电动势与 $\mathrm{d}\boldsymbol{B}/\mathrm{d}t$ 成正比。

令 $\boldsymbol{H}_e$ 为外磁场强度。当没有外磁场，即 $\boldsymbol{H}_e=0$ 时，由于两个铁心的初级线圈是反向的，所以它们的磁化场是反向对称的，因而它们的磁感应强度曲线也是反向对称，即 $\boldsymbol{B}_1=-\boldsymbol{B}_2$，这时，次级线圈输出的电压为零。当外磁场 $\boldsymbol{H}_e\neq0$ 时，两铁心的磁化场不对称，它们的磁感应强度曲线也不对称，即 $\boldsymbol{B}_1\neq-\boldsymbol{B}_2$，于是一个铁心的磁化先达到饱和，次级线圈有电压输出，其值正比于 $\mathrm{d}\boldsymbol{B}/\mathrm{d}t$，因而产生电压脉冲，脉冲的强度与外磁场强度 $\boldsymbol{H}_e$ 成正比。

磁通门磁力仪的优点是能测量磁场各个分量，操作方便，重量轻，体积小；但缺点是两

铁心不可能完全等同,且存在温度、冲击噪声等的影响。

磁通门磁力仪的灵敏度为0.2nT。

二、质子旋进磁力仪

设有一强磁场,其方向垂直于我们想要观测的地磁场的方向。氢原子核(质子)因自旋而有磁矩。当质子的磁矩被该强磁场极化时,质子就在垂直于地磁场方向的平面内旋进。而当极化磁场突然消失时,质子则在自旋惯性力和地磁场磁力的合力作用下绕地磁场方向旋进。此时,质子旋进的角速度 ω(称为 Larmor 旋进频率)将与地磁场的总强度 T 成正比,即

$$\omega = \gamma_p T \tag{2-18}$$

式中:γ_p 是质子的回转磁比,即质子的磁矩与质子自旋角动量的比值,它的测定精度可达 0.25×10^{-4}。由上式可见,只要测定 ω,就可求得地磁场的总强度。而测定频率 ω 在技术上是比较容易达到很高的精度的,因而用质子旋进磁力仪测量磁场强度的精度也就与 γ_p 的精度相当。目前质子旋进磁力仪的灵敏度约为0.1nT。

在质子旋进磁力仪里,质子的试样是一小瓶清水,或是富含氢原子的有机液体。试样的外面绕以线圈。由于质子是一个运动的电荷,当其旋进时,在线圈中就感应产生随旋进频率的变化而变化的交变电压。准确测定交变电压的频率 f,就可由下式

$$T = \omega/\gamma_p = (2\pi/\gamma_p)f \tag{2-19}$$

求得地磁场的总强度 T,因为 $2\pi/\gamma_p$ 是个常数,

$$2\pi/\gamma_p = (23.487\pm0.0018)\ \mathrm{nT\cdot s}$$

质子旋进磁力仪的优点是不需调水平及方位,因而适用的范围广,特别是海上与航空地磁测量;缺点是不能连续观测。

三、光泵磁力仪

光泵磁力仪是利用光泵效应来设计的一种测量地磁场强度的仪器。

1.光泵效应

我们知道,原子吸收某一定的光辐射能量后可跃迁到某个一定的高能级;而从这个高能级回到原来较低的能级时将释放出同样的光辐射能量。对于原子在两个确定的、但又不同的能级之间的跃迁来说,这一辐射能量的电磁波段是一定的,即为某一单色光。设 A_1、A_2、B 表示的是原子的三种不同能级(见图2-4):A_1 及 A_2 为正常条件下原子的基态,能级较低,但彼此相差不大,B 为高能级。开始时,原子随机地位于 A_1 及 A_2。设原子由 A_1 跃迁到 B 要吸收波段为 a_1 的单色光;由 A_2 跃迁到 B 要吸收波段为 a_2 的单色光,则当我们用波段为 a_1 的光束照射原子时,只有 A_1 能级的原子能跃迁到 B,A_2 的原子就不能。同样,当我们用波段为 a_2 的光束照射原子时,只有 A_2 的原子能跃迁到 B,A_1 则不能。但位于 B 能级的原子从 B 能级返回时,它可能回到 A_1,也可能回到 A_2。假如我们不断以波

段为 a_1 的光束照射原子，则位于 A_1 能级的原子一批一批地跃迁到 B，它们中有一部分可能返回到 A_1 及 A_2，但由于我们用以照射的只是 a_1 波段的单色光，所以返回到 A_2 的原子不可能再跃迁到 B，只有原来位于 A_1 或后来返回到 A_1 的原子才能跃迁到 B(图 2－4a)。如此下去，A_1 能级的原子越来越少，A_2 能级的原子越来越多，直到全部原子积聚到 A_2 能级(图 2－4b)。这种用某个波段(如 a_1)的光束照射原子使某个能级(如 A_2)的原子增多的过程，就如用水泵将水由低水位抽到高水位一样，叫做光泵效用。

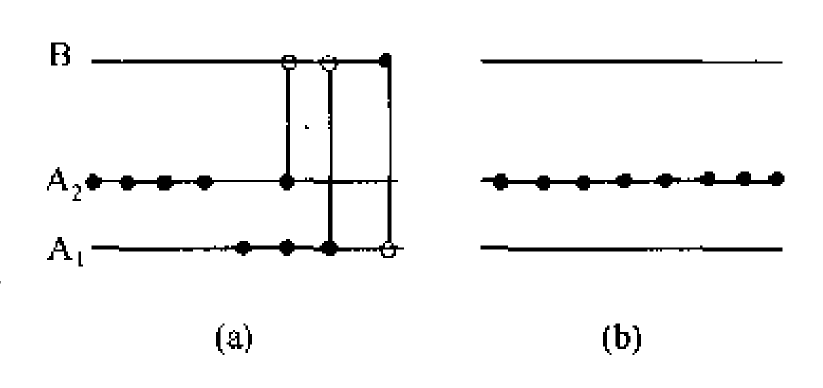


图 2－4　光泵效用示意图

当原子全部积聚到 A_2 能级之后，原子再也不能吸收波段为 a_1 的光束，因此波段为 a_1 的光束将完全通过这一由 A_2 能级原子组成的原子群，就如通过完全透明的物体一样，然后照射到光电管上，使光电管产生的电流达到最大值。此后，若用具有由 A_1 跃迁到 A_2 所需的辐射能量的射频波束照射它，则 A_1 及 A_2 的原子又可恢复到初始的状态，透明度降低。所用射频波的频率 $f=E/h$，E 是 A_1 与 A_2 之间的能量差，h 是普朗克常数($h=6.62\times10^{-34}\mathrm{J\cdot s}$)。

2. 光泵磁力仪

前面已经讲到，原子之所以有磁性，是因为电子绕原子核旋转(公转)以及原子核及电子的自转都要产生一定的磁矩，而这也是原子在磁场中表现光磁现象的原因。铯、铷、钠原子的外壳只有一个电子，这个电子自旋轴方向平行及反向平行于外磁场，就分别相当于前面说到的 A_1 及 A_2 能级。这两种自旋轴方向的角动量之差为 1 个量子数。如图 2－5 所示，铷气灯 L 产生的光束经过透镜 C 聚焦及干涉滤光板 F 和圆偏振器 P 后，光束圆偏振化。在照射到铯蒸气管 S，使管内环绕被测磁场 T 方向旋进的铯原子由 A_1 能级积聚到 A_2 能级时，光束将大量地透过铯蒸气管，经 C 聚焦而射到光电管 G 上，使光电管产生的信号达到最强，反之则弱。光电管输出信号的频率就是 Larmor 频率。Larmor 频率 f 与地磁场强度 T 的关系如下：

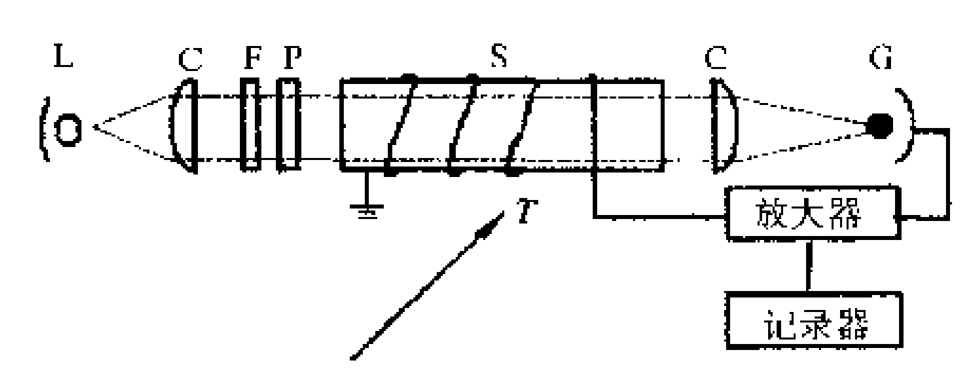


图 2－5　光泵磁力仪原理示意图

$$T=2\pi f/\gamma_c \tag{2-20}$$

式中：γ_c 为铯外壳电子的回转磁比，其数值的测定精度可达 10^{-7}。因此，测定了频率，也就测得了磁场强度。

光泵磁力仪的灵敏度可达 0.01nT。

四、超导磁力仪

一些物质在接近绝对零度的低温下丧失电阻的性质，叫做超导性。处于超导状态的

物体，叫做超导体。如果将超导体放在不太强的磁场里，超导体的内部将完全没有磁场，因而超导体具有抗磁性。当外磁场强度大于某个临界值(临界磁场)或外磁场强度很大时，超导体就会部分或全部失去超导性，从而也就失去抗磁性，因此，超导体在强磁场条件下的应用受到了限制。当流经超导体的电流超过某一定值时，超导体也会丧失超导性，这一电流叫做临界电流。临界磁场和临界电流之值是随物质成分和温度的不同而不同的。一般物质出现超导状态的温度太低，如铌(Nb)的超导温度只有 9.2K。要达到并保持这么低的温度，困难太大，所以超导性没能得到广泛的应用。近年来，研制出了一些高温超导的物质，如钇钛钡超导陶瓷，超导温度已提高到 200K 上下，逐渐接近实用阶段。

超导基础理论是 1957 年由巴丁(J. Bardeen)、库珀(L. N. Cooper)和施里弗(J. K. Schrieffer)提出来的，因而被称为 BCS 理论。理论表明，超导体中有许多自由电子按相反的自旋配成电子对，称为库珀对(Cooper pairs)。1962 年，约瑟夫森(B. D. Josephson)根据 BCS 理论声言：当两个超导体隔着一薄绝缘层而连结(称为约瑟夫森结，Josephson junctions)时，库珀对可以经过隧道效应而通过约瑟夫森结流动，形成超导电流，即所谓约瑟夫森电流。这一导致隧道效应的薄绝缘层，称为隧垒。它可以是非超导金属箔，也可以是一个接触点。后来就将这种电子对(库珀对)通过超导体之间的隧垒而流动的一些现象，称为约瑟夫森效应(Josephson effect)。

约瑟夫森指出：假如超导电流不超过某极限值(临界电流)，则其通过隧垒时，不产生电压降。这一由库珀对的隧道效应引起的零电压电流的流动，称为直流约瑟夫森效应(dc Josephson effect)。假如跨隧垒维持一非零直流电压 V，则通过隧垒，除有由非结对的电子产生的直流电流外，还会有库珀对交变超导电流流通，称为交流约瑟夫森效应(ac Josephson effect)。该交变超导电流的频率 ν 为：

$$\nu = 2eV/h$$

假如将一频率为 f 的交变电压叠加在上述直流电压之上，则交变超导电流将被调频，而且，只要 ν 为 f 的整数倍，就会出现直流组分。根据交变电压的幅度和相位，该直流电流的电流-电压特征曲线将在电压 $V = nh/2e$(n 为整数)时，出现一些电流变化而电压不变的恒定电压台阶。

我们知道，同一个超导体中的电子对有共同的相位，这个相位也就是该超导体的相位。超导体中的电子对(库珀对)按这个共同的相位作相干运动，故由超导电子运动而产生的磁通量是量子化的，即只能以磁通量量子 $\phi_0 = h/2e \approx 2.07 \times 10^{-15}$Wb($h$ 为布朗克常数，e 为电子的电荷) 的整数倍而变化。超导磁力仪的核心部分是超导量子干涉装置(super-conducting quantum interference device，简称 SQUID)。有两类超导量子干涉装置：直流超导量子干涉装置(dc SQUID)和射频超导量子干涉装置(rf SQUID)

直流超导量子干涉装置有两个约瑟夫森结，连接成超导环，为直流偏置。

射频超导量子干涉装置只有一个约瑟夫森结，连接成超导环，为射频偏置。

超导环中电流的变化是外磁场的函数。超导磁力仪就是根据这个原理而设计的，仪器的灵敏度可达 0.1pT 。

五、磁化率测量仪

磁化率测量仪由主机、电源及探头组成。野外探测器呈长杆形，装有振荡电路。振荡电路在长杆末端探头（传感器）的线圈里产生交变磁场。磁场强度较弱，不到100A/m。探头同时又接收从处于磁场影响之内的物质返回的信息，而这一信息又是与物质的磁化率成比例的。信息以脉冲的形式传回主机，主机则显示其为磁化率值。主机可接上微机，进行数据处理。

野外测量的探头有两种类型：一种探头的传感器做成环形，直径近20cm，有点像探雷器，探测时需接触地面，有效探测深度约10cm；另一种探头的端部为尖形，直径1.5cm，必须与探测目标直接接触，或用钻头在表土上钻一小孔，把探头插入孔中测量。

想要测量地表以下更深一点地方介质的磁化率，就须使用另一种野外磁化率测量仪器，它是由发射器、接收器、电子仪器和控制系统组成的。发射器和接收器分别装在水平横杆的两端，它们的中间是电子仪器和控制系统。发射器发射的变化磁场（一次磁场）在地下介质中产生电流，而电流反过来又产生磁场（二次磁场），并为接收器所接收，由此可测得磁场的虚、实分量。所谓某磁场分量的虚分量是指该分量与一次磁场相位相差90°时的那部分磁场的振幅，而与一次磁场同相的那部分磁场的振幅，叫做实分量，所以前者又称为异相分量，后者又称为同相分量。这种仪器在低频（4kHz左右）工作时，测量实分量，可求得介质的磁化率，而在高频（40kHz左右）工作时，测量虚分量，可求得介质的电导率。横杆的长度可以变化，亦即改变发射器与接收器之间的距离，相应地也就改变了探测的深度。仪器由一人手提沿测线测量，所以横杆不应太长。

第三节　野外观测

在考古勘查中，主要有两类磁测方法：

一类是在地面（或水面）用磁力仪寻找地下（或水下）遗存的磁法，可称为地面磁法；

另一类是用磁化率仪测量表土的磁化率，来寻找表土内遗迹的磁法，可称为表土磁测，也可称之为表土磁化率测量。

表土磁测是一种极为重要的磁法，因为它不但可补一般磁测之不足，而且还可补考古工作之不足。考古工作者在表土内找不到遗存，可能放弃进一步的勘查，但事实上，表土还包含大量的考古信息，而这种信息，表土磁测就可能提取出来。

在某些情况下，如寻找大型磁性遗存，也可能采用航空磁测。

一、地面磁法[35]

1.方法的选择

在进行野外观测前，首先应根据已经了解到的、有关探测目标的各种情况，包括目标的形状、大小、埋深、可能产生的异常幅度等，恰当地选择观测仪器的类型（仪器的灵敏度）、测量方法和测网的密度（测线距及测点距）。考古地球物理勘查目标的磁场一般都比

较弱，而且范围往往也比较小，因而采用的基本上是高精度磁测。不过，精度的高低，也只是一个相对的概念，是随着技术水平的变化而变化的。目前把正常场观测的均方误差在±5nT以内的磁测定为高精度磁测。均方误差的计算公式为：

$$m = \pm\sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{2n}}$$

式中：m 为均方误差(nT)；δ_i 为第 i 点观测与检查观测读数之差；n 为检查点数。

测网密度，以不致漏掉探测目标为原则。对于等轴状目标，测线距和测点距是相同的。对于线状目标，在目标的走向为已知的情况下，测线应垂直于目标的走向，测线距可以比测点距大得多；在目标走向不清楚、而测区又不太大的情况下，可采用方格测网。

测量之前，要针对探测目标的深度和它可能产生的异常幅度的大小，选择适当的探头高度。探头过高，分辨力不够；过低，又要受到地表磁性物质的干扰。由于垂直梯度在提高磁测的分辨力方面，往往起到重要的作用，所以，最好采用两种不同探头高度进行测量。

当需要在工区内普查我们要找的地下遗存时，可采用所谓磁法扫描(magnetic scanning)的观测方法[65]。

磁法扫描一般是用磁通门梯度磁力仪沿事先布置的测线进行连续测量。测量时，测量者一边沿测线行进，一边观察一下读数的变化。如发现异常，最好立即在异常点设置标志(如小旗、竹签等)。整个工区测完之后，对测量结果进行初步评估，然后再作进一步的探测工作。这时，对异常源的形状、大小和埋深的粗略估算是十分必要的。一个最简单的估算方法，就是把磁异常极值点两侧半极值点间的距离，作为遗存的宽度和它的埋藏深度。这一点，在下面谈几种规则形状磁体的磁异常时，就会说到。

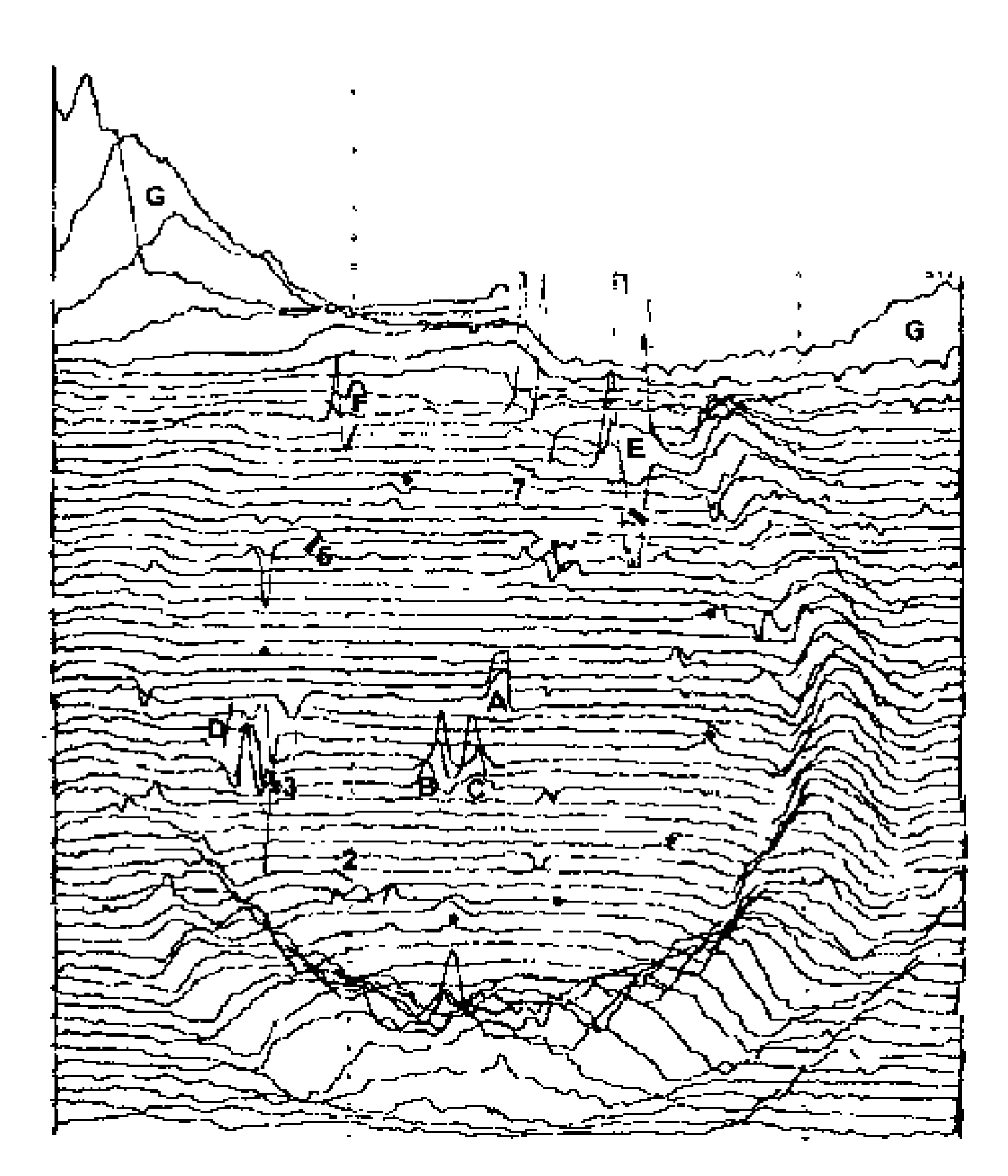


图 2-6　斯滕内斯立石遗址磁梯度异常图
(引自 A.J.Clark，1990)

英国斯滕内斯立石遗址的磁测，反映了磁法扫描用于磁法普查的效果[65]。

斯滕内斯立石(standing stones of Stenness)遗址位于英国北部奥克尼群岛(Orkney Islands)的主岛——梅恩兰(Mainland)岛上，是一处新石器时代遗址。目前有四块大立石矗立在那里。但根据附近一个名叫布罗加的地方的立石环，估计这里可能有12个立石，呈环状排列。20世纪70年代在这里用磁梯度仪进行了磁法扫描，取得很好的效果，如图2-6所示。

由图可见，磁异常从总体上看，是一个大环，出口在北边。环上磁

异常值高达 50nT，西部比较弱。发掘表明：环形异常反映的是一条环绕立石环的沟；沟内填的是有磁性的玄武岩漂砾土；西北部沟内的土壤，磁性较弱；环内 A、B、C 异常，可能是举行某种仪式用的坑；D、E、F 异常，是长铁钉；2、3、5、7 是现存的立石；黑色圆点是其他现已不存的 8 个立石的位置，其中 5 个是这次探测的，从而内推出其他立石的位置；西北角上的大磁异常 G 是玄武岩脉引起的，说来也幸运得很，它没能掩盖住立石环遗址异常。

2. 地面磁法观测的参数——$\boldsymbol{T}$、TH 与 TX

磁法观测的参数一般是地磁场总强度 $\boldsymbol{T}$，并由此求得地磁总强度异常 ΔT。同时，为了提高磁测的效果，还往往进行 ΔT 的垂向梯度 TH 观测，有时也可能进行 ΔT 的水平梯度 TX 观测，即：

$$TH = -\frac{\partial(\Delta T)}{\partial z}\;;TX = -\frac{\partial(\Delta T)}{\partial x}$$

从第一节了解到，实测的地磁场总强度 $\boldsymbol{T}$ 是地磁正常场强度 $\boldsymbol{T}_o$ 与地磁异常场强度 $\boldsymbol{T}_a$ 的矢量和，即：

$$\boldsymbol{T} = \boldsymbol{T}_o + \boldsymbol{T}_a$$

换言之，地磁异常场强度 $\boldsymbol{T}_a$ 是实测地磁场总强度 $\boldsymbol{T}$ 与地磁正常场强度 $\boldsymbol{T}_o$ 的矢量差：

$$\boldsymbol{T}_a = \boldsymbol{T} - \boldsymbol{T}_o \tag{2-21}$$

而 ΔT 是实测地磁场总强度 $\boldsymbol{T}$ 与地磁正常场强度 $\boldsymbol{T}_o$ 的模量差，即：

$$\Delta T = |\boldsymbol{T}| - |\boldsymbol{T}_o| \tag{2-22}$$

如图 2－7 所示。因此，ΔT 是与 $\boldsymbol{T}_a$ 不同的物理概念，它既不是 $\boldsymbol{T}_a$ 的模量，也不是 $\boldsymbol{T}_a$ 在 $\boldsymbol{T}_o$ 方向上的投影。

设 $\boldsymbol{T}_a$ 与 $\boldsymbol{T}_o$ 之间的夹角为 θ，则由三角形余弦定理：

$$T = \sqrt{T_o^2 + T_a^2 + 2T_oT_a\cos\theta}$$

代入(2－22)式得：

$$\Delta T + T_o = \sqrt{T_o^2 + T_a^2 + 2T_oT_a\cos\theta}$$

将上式两边平方，并除以 T_o^2 得：

$$\left(\frac{\Delta T}{T_o}\right)^2 + 2\left(\frac{\Delta T}{T_o}\right) = \left(\frac{T_a}{T_o}\right)^2 + 2\left(\frac{T_a}{T_o}\right)\cos\theta$$

当 $T_a \ll T_o$ 时，上式两边的第一项都可忽略不计，于是得：

$$\Delta T \approx T_a\cos\theta \tag{2-23}$$

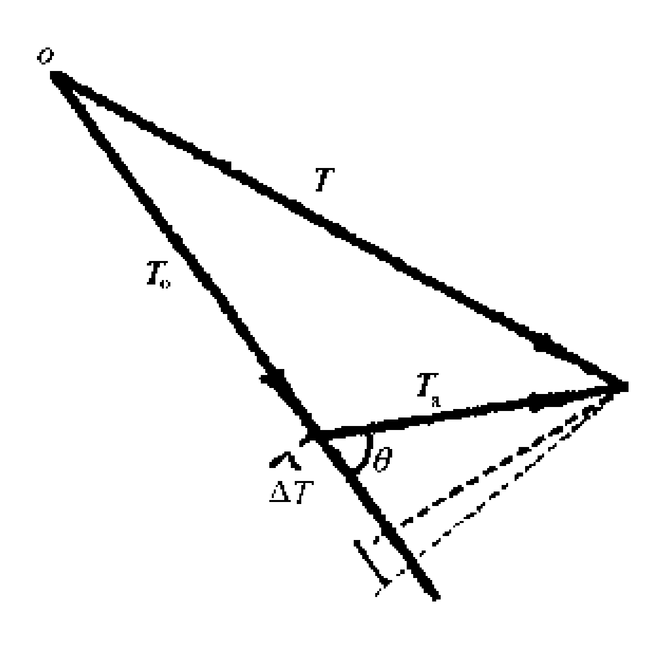


图 2－7　ΔT 与 $\boldsymbol{T}_a$ 关系图

由此可见，只有当 $\boldsymbol{T}_a$ 比 $\boldsymbol{T}_o$ 小得多(数十分之一以下)时，才可将 ΔT 近似地看成是 $\boldsymbol{T}_a$ 在 $\boldsymbol{T}_o$ 方向上的投影。这时，也可以将 ΔT 理解为地磁异常场强度 $\boldsymbol{T}_a$ 在 $\boldsymbol{T}_o$ 方向上的分量或 $\boldsymbol{T}_a$ 的三个分量在 $\boldsymbol{T}_o$ 方向上的投影之和。

在这种情况下，在直角坐标系中，ΔT 可以看成是 $\boldsymbol{T}_a$ 的三个分量在任意给定方向上的投影之和。如以测点为坐标原点，x 轴为测线方向，且与磁北的交角为 A，地磁倾角为

i_0，$\boldsymbol{T}_a$ 在 x、y、z 轴上的分量为 $\boldsymbol{H}_{ax}$、$\boldsymbol{H}_{ay}$和 $\boldsymbol{Z}_a$，则：

$$\Delta T = H_{ax}\cos i_0 \cos A + H_{ay}\cos i_0 \sin A + Z_a \sin i_0 \qquad (2-24)$$

这是 ΔT 与 $\boldsymbol{T}_a$ 三个分量之间的基本关系式。

3. 日变观测

前面已经说到，地磁场是随时间而变化的。这种地磁场随时间的变化必须从磁测中消除，才能得出反映我们寻找的目标所引起的局部异常。在出现磁暴时，当然应停止观测。

日变观测的仪器应是与工作区所用的仪器同一类型，这样观测的结果，才能相互对比。日变观测点应选择在远离人为磁干扰源（如输电线、电厂、工厂、公路、铁路等）的地方。在地磁场比较平静时，日变观测可每隔 0.5～1 小时观测一次。

磁测除日变改正外，还有正常场改正和高度改正。由于考古勘查的面积往往很小，正常场改正值可以根据该区的地磁正常场取定一个数值。而正常地磁场垂向梯度一般都相当小，如 $\boldsymbol{T}$ = 50 000nT 时，垂向梯度只有 −0.0235nT/m，在测区地形变化不大的情况下，高度改正常可忽略不计。

二、表土磁测——表土磁化率测量

在一般磁法勘查中，测量岩土样品磁化率，是为了正确地使用磁法和解释测得的数据，这是大家都熟悉的。但考古工作中的野外土壤磁化率测量还有另一个更重要的用途，就是利用表土的磁化率来直接解决考古工作中的问题[65]。这是由于以下两方面的情况：

一是表土的磁化率，在正常情况下要高于下伏地层的磁化率，而且由于人类居住时的各种日常活动，表土的磁化率还要进一步提高，特别是所有自然物质都有其特征的“磁化率谱”，即其测定的磁化率值随采用的交变磁场的频率的变化而变化。对于直接由基岩风化而来的物质来说，磁化率值与交变磁场频率的相关性较小，而经人类作用过的表土等物质，其磁化率值与频率的相关性较大，因此，表土本身就含有人类活动的信息。用磁力仪进行的磁法勘查，寻找的是表土内及表土下的遗存，而不研究表土本身，这样往往会丢掉一些考古信息。所以，探测表土的磁化率，可能找到人类活动的另一些证据，确定其范围，而不单纯依靠砖瓦、陶器之类的遗物。这方面，正是表土磁测方法可补一般考古之不足，能在考古工作中发挥其独特作用的一个领域。另一方面，由于磁化率仪的探测深度很小，约 10cm 左右，下伏地层的磁性对它没有影响，因而表土磁化率测量方法又可补磁力仪测量方法之不足，将那些只在表土中残留的、人类活动的遗迹，在不受下伏地层干扰的情况下探测出来，甚至还可相当细致地恢复其原貌。这样一来，磁化率仪探测深度远远赶不上磁力仪的这一“缺点”，倒成了它的优点。

不过，这里有一个很关键的问题，就是因人类居住而产生的表土磁化率的变化，能否长期保存下来？幸运的是，国外许多研究证明，只要地面比较平，即使经过后来耕种等各种人类活动，表土的磁化率特征，往往还能顽固地保存下来，甚至在地面不平的地方也能保存一部分。因此，考查遗址时，清除表土，就是丢掉考古信息。

另一个情况刚好与上述情况相反，表土不在原地，而是经过侵蚀、搬运，沉积到湖泊、

河湾之类的地方。这些已经移动过位置的土壤，即使它原来所属的景观已经从地面消失，也还可以从岩心及地层断面上鉴别出来。这在考古工作者无法着手，特别是对人类过去是否曾在这里活动过也完全不能肯定的地方，是很有价值的。这种方法与沉积地层学(特别是磁性地层学)结合起来，还可为景观演变提供一系列连续的景象，而磁化率的峰值则揭示地面冲刷与剥蚀的各个阶段。

表土磁化率测量方法能补磁力仪测量之不足，可从下面几个例子看到：

1.孔尼伯里石阵遗址的表土磁化率测量试验[65]

英国伦敦西南的索尔兹伯里(Salisbury)的北边，有一个世界著名的新石器时代大石遗址——巨石阵(Stonehenge)。巨石阵是由许多像立柱似的大石块排列而成。每块石头长达9m多，重达50t。经调查，石块是从30多公里的地方运来的。孔尼伯里(Coneybury)遗址就在离巨石阵不远的地方。

孔尼伯里遗址是遥感根据作物标志发现的。1980年进行了部分发掘，证明是一个石阵类型的遗址，有一条明显的壕沟和一个入口，没有看到石头和竖立石柱的坑，但中心的四周有一溜浅坑。壕沟最初是用磁通门梯度测量定的位(见图2-8用实线勾的壕沟轮廓)，接着，又做了网格相当密(网格对角线长0.7m)的表土磁化率测量。这是表土磁化率测量的第一次成功的试验。场地相当平，有点凹陷，因而土壤迁移不会太厉害。测得周围地区土壤磁化率的平均读数，然后将场地内的读数与周围地区平均读数之差绘图，如图2-8所示。图上的黑方块表示大于平均值的读数，空三角形表示小于平均值的读数，方块及三角形的大小表示差值的大小。方块表示的磁化率值在34×10^{-8}～42×10^{-8}SI/kg之间，三角形表示的磁化率值在22.8×10^{-8}～29.2×10^{-8}SI/kg之间。

由图清楚可见，数值高的读数集中在石阵的主轴上，推断为中心火坑。还有一些零星的高值读数，沿壕沟分布，但在入口处相当集中。在入口及中心火坑之间，数值稍低的读数沿现代犁耕线分布，显然是因为这里土壤比较薄，犁头翻起下伏泥土，从而降低了表土的磁化率数值所致。中心火坑也由发掘证实。这些信息是磁梯度测量没有发现的。正是由于这次磁化率测量试验的成功，开辟了磁法在考古中应用的新领域。

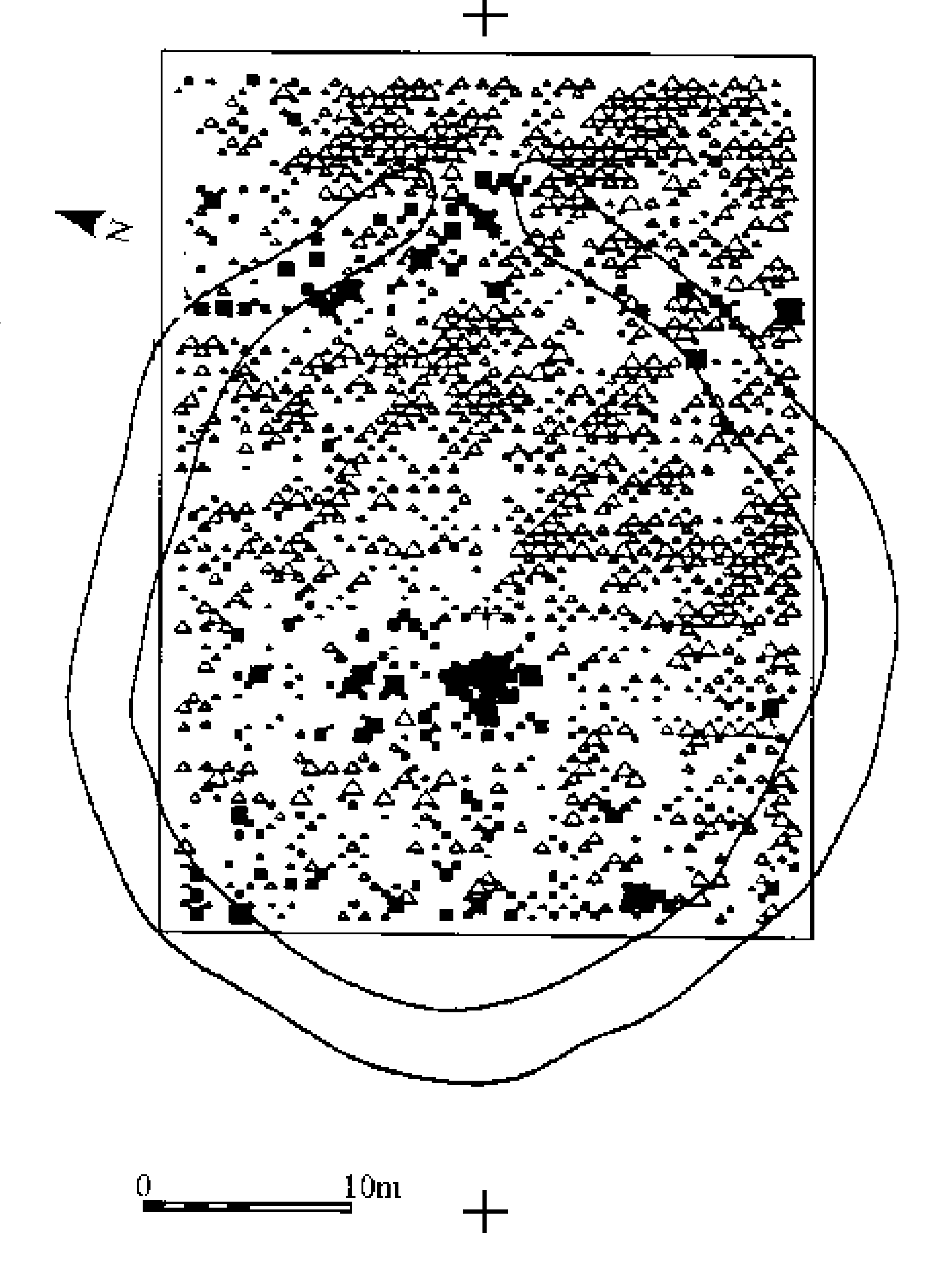
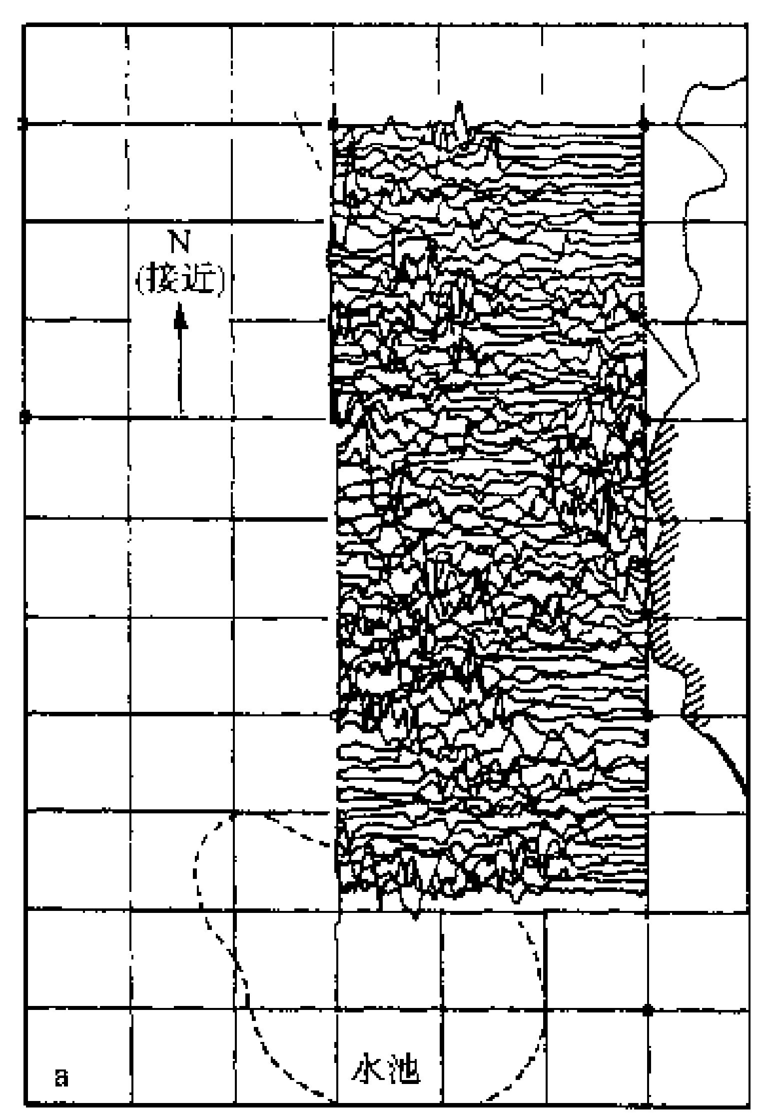
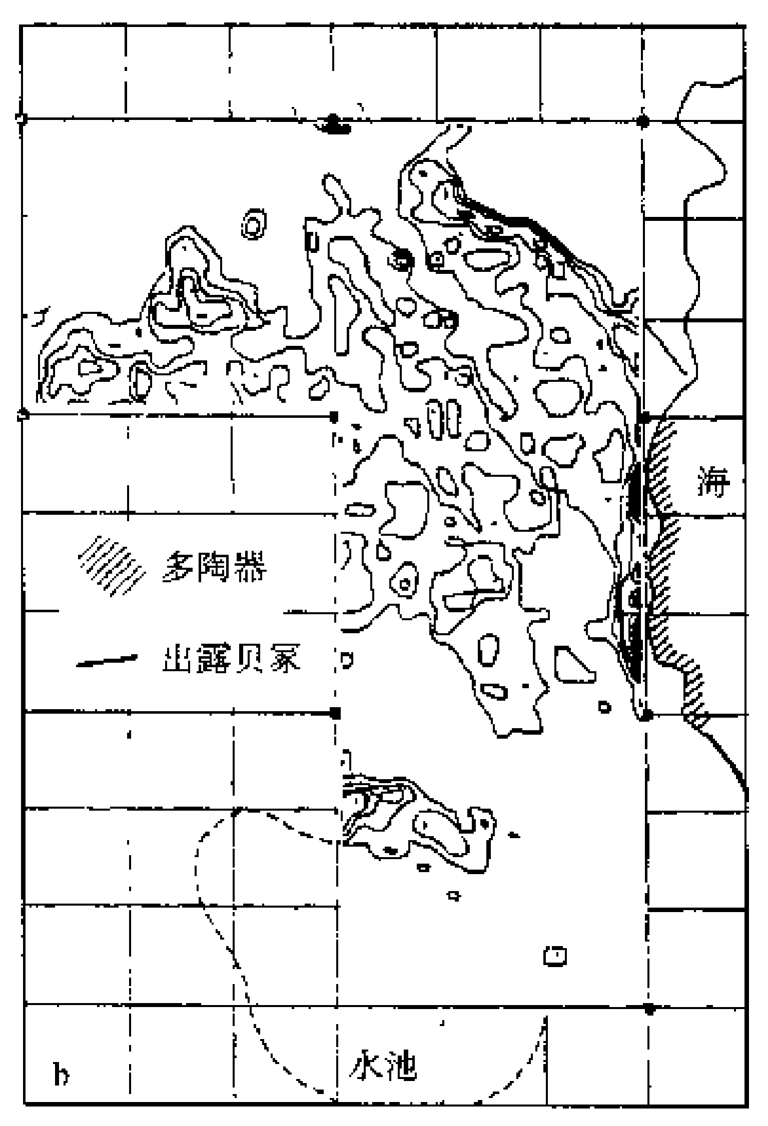


图2-8 孔尼伯里石阵遗址土壤磁化率测量成果图
(引自A.J.Clark,1990)

2. 在磁场干扰较大的地区取得良好的考古勘查成果

表土磁化率测量的又一优点,是它能在磁场干扰大的地方,取得磁力仪测量难以得到的成果。圣卢西亚(St Lucia)一个遗址的磁化率测量就说明了这一点[65]。





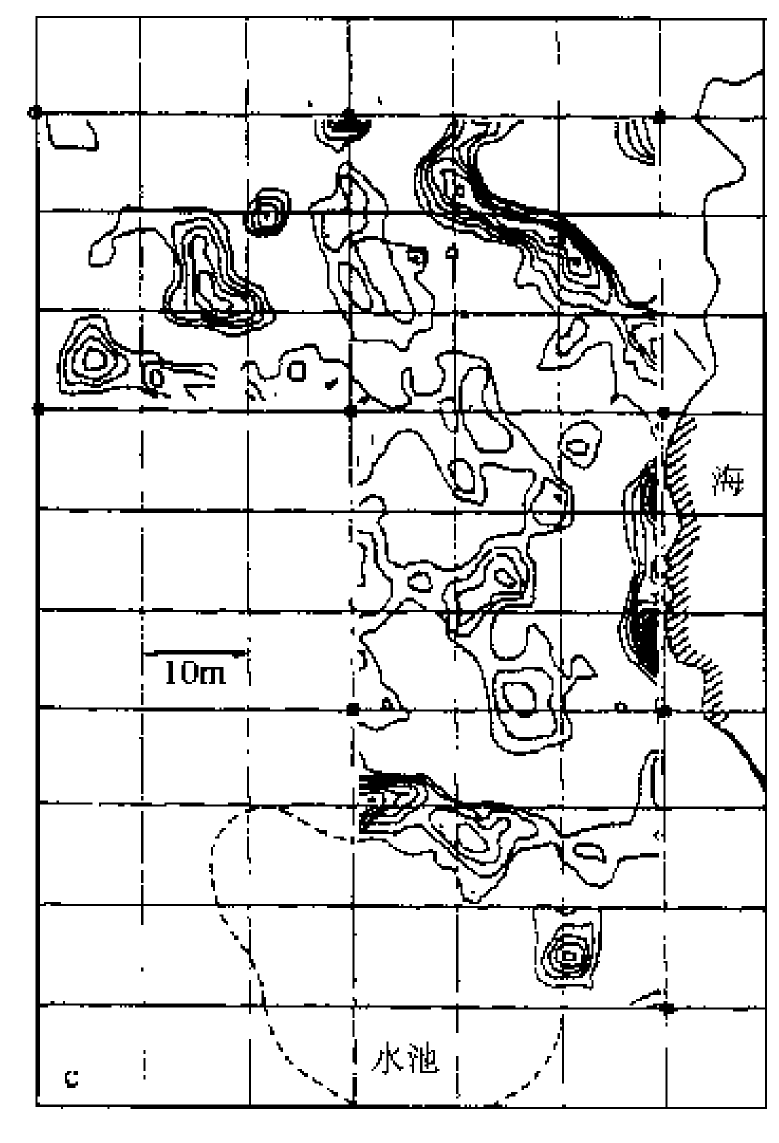


图 2-9 亚美林地安遗址的磁化率测量成果图
(引自 A. J. Clark, 1990)

圣卢西亚是加勒比海向风群岛中一个岛国。遗址位于岛的南端一个长满了草的小半岛上,附近在第二次世界大战期间曾建过一个雷达站。遗址是根据沿岸分布的贝冢发现的。贝冢正遭到海水的侵蚀。在抢救发掘之前,需要确定它的范围。

半岛到处是火山砾石。用磁通门梯度仪得到与居住区轮廓大致相符的图像,如图 2-9a 所示,但主要反映的是磁性岩石。于是又做了网格为 1m 的表土磁化率测量,结果,圈定一轮廓清晰、与已知情况能对应的遗址区,如图 2-9b 所示。

图 2-9b 所示异常的西北边缘与现存的石堤吻合,看来,石堤过去曾一度包围过这个遗址。用带通滤波器对异常图的数据作滤波处理,得异常图如图 2-9c 所示。由图可见,遗址边缘有一些高值异常,可能是堤后堆积一些垃圾所致;而遗址内部异常环中心分布的形态也比较明显。特别有意思的是,这样

处理的结果,沿悬崖边缘分布的磁化率值得到显著的增强,而悬崖正是侵蚀活动强烈的地方。那里,日晒雨淋及热风的袭击,应该是土壤形成的良好条件。发掘证实磁化率测量结果的准确性。

由此可见,在磁性岩石分布区,磁化率测量可以补磁力仪测量之不足。

3.得拉通遗址的磁化率测量研究

这是表土不在原地,而由磁化率测量获得考古信息的一个例子[65]。

得拉通(Drayton)新石器时代遗址在英国伦敦西边的牛津郡。它的一条壕沟处于泰晤士河谷的砾石层上。由于后来洪水的作用,壕沟被冲积物填满。考古地磁学确定了沉积的年代,而磁化率测量则在晚铁器时代及中世纪沉积中测得磁化率的峰值,反映了上游因冲刷和强化开垦而出现的洪水泛滥期。由于泰晤士河的源头在科兹沃尔德(Cotswold)地区,那里的土壤是磁性的,这就使这次工作获得了明显的效果,如图2-10所示。

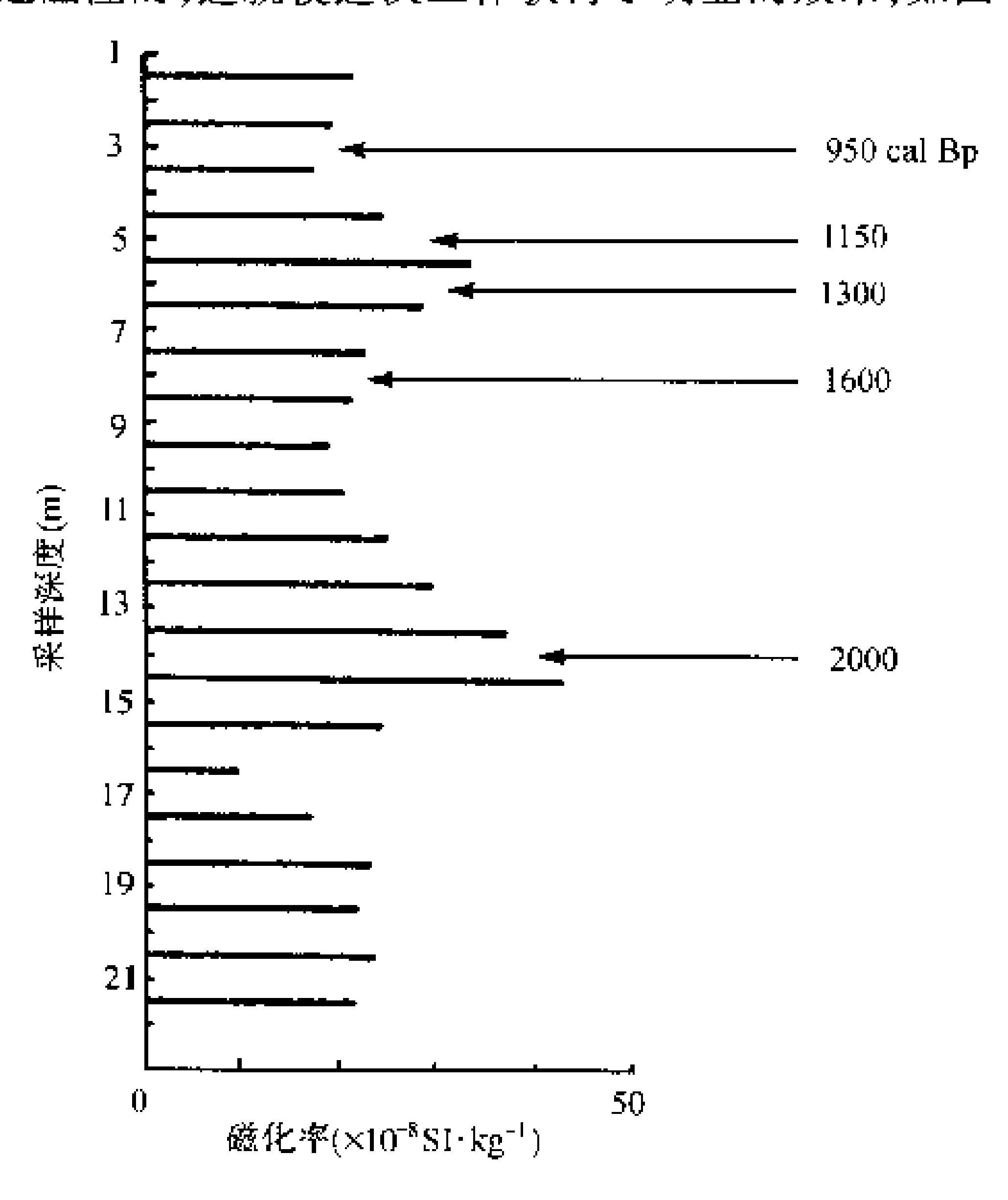


图2-10　得拉通遗址土壤磁测成果图

(引自A.J.Clark,1990)

图上指向纵坐标的箭头后面的数字是该深度处地层距今的年龄,横坐标为磁化率值

第四节　数据处理

磁测资料数据处理的主要目的是求出探测目标的几何和物性参数。而为了达到这个目的,又必须消除干扰,提取有关探测目标的信息,因此,这一节里介绍一下磁体磁场的计算,以及解析延拓、化向磁极等问题[8,35],而将某些规则形状磁体参数的简单计算方法放

到下一节去介绍。

一、磁体磁场的计算公式

任意形状、体积为 v 的均匀磁化磁体,可以认为是无限个磁体元组成,而每个磁体元又可看作一个磁偶极子,则磁体的磁位 V 的表达式为:

$$V = J \iiint_v \frac{\cos\theta}{r^2} dv \tag{2-25}$$

式中:J 为磁体的磁化强度,r 是偶极子中心到测点的距离,θ 是矢量$\boldsymbol{J}$ 及矢径$\boldsymbol{r}$ 之间的夹角,因而有:

$$\cos\theta = \cos(J,x)\cos(r,x) + \cos(J,y)\cos(r,y) + \cos(J,z)\cos(r,z)$$

式中(x,y,z)为测点的坐标,而磁化强度 J 在三个坐标轴上的分量为:

$$J_x = J\cos(J,x); \qquad J_y = J\cos(J,y); \qquad J_z = J\cos(J,z)$$

于是,(2-25)式为:

$$V = J_x \iiint_v \frac{\cos(r,x)}{r^2} dv + J_y \iiint_v \frac{\cos(r,y)}{r^2} dv + J_z \iiint_v \frac{\cos(r,z)}{r^2} dv \tag{2-26}$$

令磁体内磁体元的坐标为(ξ,η,ζ),则上式中:

$$\cos(r,x) = (x-\xi)/r \quad \cos(r,y) = (y-\eta)/r \quad \cos(r,z) = (z-\zeta)/r$$

$$r = \sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + (z-\zeta)^2}$$

得磁体磁位的表达式为:

$$V = J_x \iiint_v \frac{x-\xi}{r^3} dv + J_y \iiint_v \frac{y-\eta}{r^3} dv + J_z \iiint_v \frac{z-\zeta}{r^3} dv \tag{2-27}$$

由上式分别对测点 x、y、z 坐标进行微分,并取反号,即可求得磁体磁场强度的各个分量,如磁体磁场强度的垂直分量 Z_a 为:

$$Z_a = J_x \iiint_v \frac{3(x-\xi)(z-\zeta)}{r^5} dv + J_y \iiint_v \frac{3(y-\eta)(z-\zeta)}{r^5} dv$$
$$+ J_z \iiint_v \frac{2(z-\zeta)^2 + (x-\xi)^2 + (y-\eta)^2}{r^5} dv \tag{2-28}$$

二、磁测资料的解析延拓

解析延拓,就是运用数学的方法,将在地面上观测的数据,变为与地面平行的、另一个海拔平面上的数据,就如磁测是在这个平面上进行似的。解析延拓可由地面向空中某个高度的平面上延拓,称为向上延拓;也可由地面向地下某个深度的平面上延拓,叫做向下延拓,用以解决不同的问题。

1. 向上延拓

由地面磁测数据,计算地面以上空间任意点的磁场,事实上是解 Dirichlet 边值问题。

设地面磁测数据为 $W(\alpha,\beta,0)$,现在要用地面测量数据推算高度为 z 处的另一平面上的磁场 $V(x,y,z)$。根据格林(Green)定理得:

$$V(x,y,z)=\frac{z}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{W(\alpha,\beta,0)\mathrm{d}\alpha\mathrm{d}\beta}{[(\alpha-x)^2+(\beta-y)^2+z^2]^{3/2}} \qquad (2-29)$$

上式就是向上延拓的基本公式，但实际计算时，需要将它变换为级数的形式。这里还值得指出的是，上式采用的直角坐标，Z 轴垂直向上。

通过向上延拓，可以消除浅部磁体的影响，因此，向上延拓事实上也是一种滤波方法。

2. 向下延拓

与向上延拓类似，向下延拓的计算公式为：

$$W(x,y,0)=-\frac{z}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{V(\alpha,\beta,0)\mathrm{d}\alpha\mathrm{d}\beta}{[(\alpha-x)^2+(\beta-y)^2+z^2]^{3/2}} \qquad (2-30)$$

上式中，$W(x,y,0)$为地面实测的地磁数据，而 $V(\alpha,\beta,0)$为由 $W(x,y,0)$推算得到的地下深度为 Z 的平面上的地磁数据，由此也可见向下延拓与向上延拓之间的差别。

进行向下延拓时是假定地面与延拓平面之间没有磁体。

向下延拓事实上是使观测面接近探测目标，从而达到更好地分辨相距很近的探测目标和比较准确地圈定其空间位置的目的。

三、磁位与引力位换算的泊松关系式

由岩石、矿物等物质的物性可知，磁性比较大的物体，其密度一般都比较大，因而在同一物体引起的磁异常与重力异常之间存在一种可以换算的关系，就是泊松关系式(Poisson's relation)所表达的关系。

设物体的体积为 v，均匀磁化强度为 $\boldsymbol{J}$，均匀密度为 σ，则该物体的引力位 U 与磁位 V 之间的关系为：

$$V=-\frac{\boldsymbol{J}}{G\sigma}\frac{\partial U}{\partial i}=-\frac{\boldsymbol{J}}{G\sigma}g_i \qquad (2-31)$$

这就是泊松关系式。式中：G 为引力常数；i 为磁化方向；g_i 为 i 方向的重力分量。

四、化向磁极

在实践中，经常遇到要将倾斜磁化换算成垂直磁化，即所谓化向磁极，就是将实测磁体的磁化方向，换算成这个磁体在地球磁极时的磁化方向。这样有许多好处，主要是简化磁场的图像，比较容易识别磁异常的性质，同时也可使地面的磁异常位置与地下磁体的位置相符。

化向磁极的换算既可在空间域进行，也可在频率域进行。换算时，假定磁体为均匀磁化体。

斜磁化的 ΔT 异常换算为垂直磁化时的垂直磁异常，大体包含以下几个步骤：首先由 ΔT 积分求出磁位，再由磁位求出磁源重力位，然后由磁源重力位的垂向二阶导数求得垂直磁化时的垂直磁异常。

五、数据显示

野外磁测数据,可以用两类图件来显示:

1. 磁异常剖面图

这是最普遍、也是最简单的一种显示方法,即以测线及测点的位置为横坐标,以所测的磁参数为纵坐标绘制的曲线图。图的下方还可配上已知目标及由磁测数据推断的目标的剖面图。

2. 磁异常平面图

磁异常平面图又有几种表达方式:

(1)磁异常等值线平面图,这是最老、最普遍的一种表达方式;

(2)立体图,即在观测平面上,以观测的参数为纵坐标,绘制反映异常分布的立体图;

(3)异常灰阶图或彩色图,用灰阶或不同的颜色表示异常的大小。

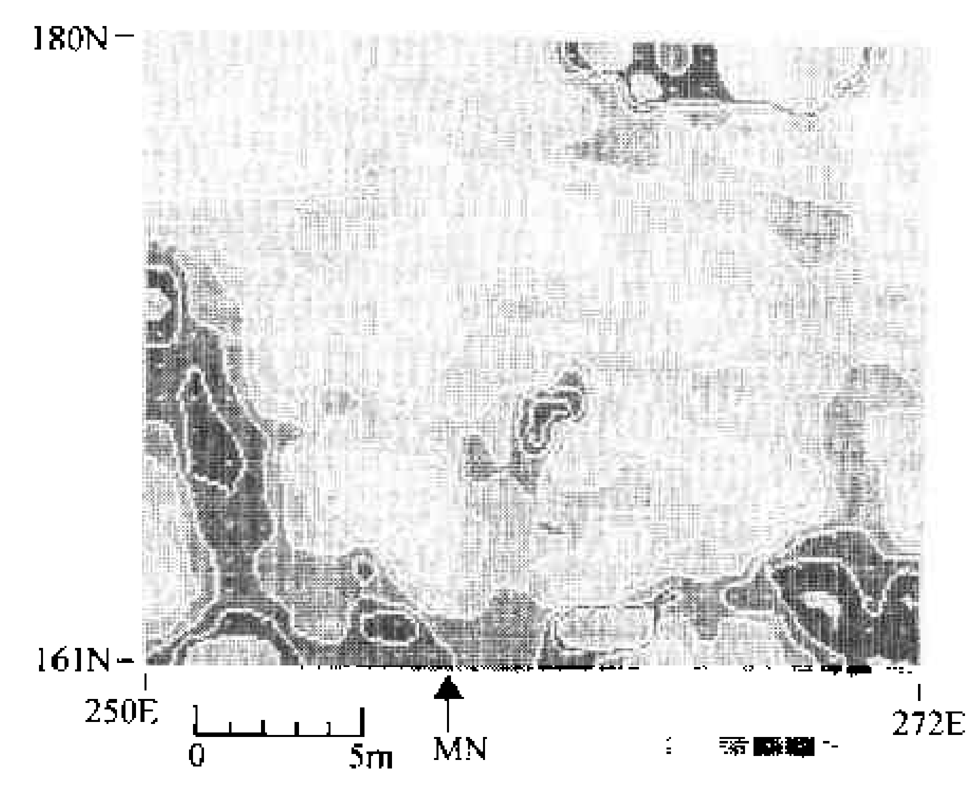


图 2-11 大希达扎村遗址部分磁异常图

(引自 J. W. Weymouth, 1986)

用灰阶表示磁异常,往往给人一种类似摄影的真实感。美国奈夫河印地安人遗址磁法探测成果图就是一个例子[74]。

奈夫河印地安人遗址位于美国北达科他(North Dakota)州西部的奈夫(Knife)河边。这里最大的一个遗址是18世纪末到19世纪初印地安人居住的大希达扎(Hidatsa)村。美国内布拉斯加大学与美国中西部考古中心合作,用灵敏度为1 nT的质子磁力仪对遗址做了磁测。图2-11是测量成果图之一。

图2-11是遗址内一个古屋遗址的磁异常灰阶图。由图可见,中心偏南的部位,有一高磁异常,这是古屋中心火坑引起的;周围一圈近长方形的低磁异常是古屋遗址;其外面,又有一些高磁异常分布,是磁性垃圾的反映。

第五节 磁异常的解释

在考古勘查中,许多勘查目标具有比较规则的几何形状,这时,事先了解一些规则几何形状物体引起的异常特征,对解释这些物体引起的异常,将起到重要的作用,即使是解释不规则几何形状物体的异常,对规则几何形状物体异常特征的了解,也会起到重要的借鉴作用;另一方面,当对探测目标的异常特征了解很少时,还可在事先做一点模型试验。下面就对几种规则几何形状磁体的磁异常进行分析,并介绍一个模型试验的实例。

一、几种规则几何形状磁体的磁异常

这里只讨论球体、柱体、板状体的磁异常[35]。

由于磁体剩磁及退磁作用的影响，磁体磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 的方向往往与地磁场的方向不一致，加上测线的方向也常常与磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 在地面的投影 $\boldsymbol{J}_H$ 的方向不一样，就给规则几何形状磁体磁异常的表达式增添了麻烦。为了使表达式简化，以下在研究这些磁体的磁异常时，都不考虑剩磁及退磁的影响，并假定磁体是均匀磁化的，而测线方向可以是任意的，因而有几个名词需要在这里解释一下。

如图 2-12，x 为测线方向，$\boldsymbol{J}$ 为磁体的总磁化强度矢量；$\boldsymbol{J}$ 在地面上的投影 $\boldsymbol{J}_H$，称为水平磁化强度矢量；i 为 $\boldsymbol{J}$ 与 $\boldsymbol{J}_H$ 的夹角，称磁化倾角；$\boldsymbol{J}$ 在观测剖面 xoz 上的投影 $\boldsymbol{J}_s$，称为有效磁化强度矢量；$\boldsymbol{J}_s$ 与 x 轴(即测线)之间的夹角 i_s，即 $\boldsymbol{J}_s$ 的倾角，称为有效磁化倾角；$\boldsymbol{J}$ 在三个轴上的投影，即 $\boldsymbol{J}$ 的三个分量 $\boldsymbol{J}_x$、$\boldsymbol{J}_y$ 和 $\boldsymbol{J}_z$。

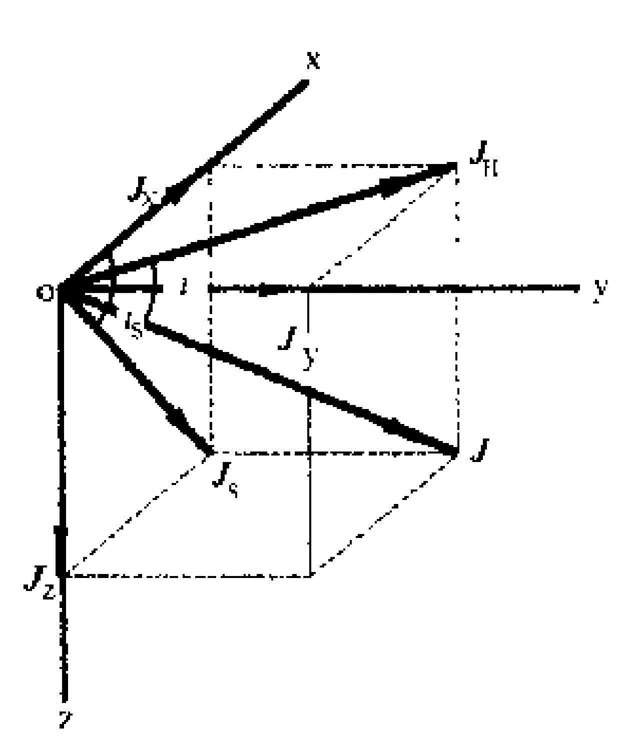


图 2-12　磁化强度矢量空间分布示意图

1. 球体的磁异常

(1)球体磁异常的特征

如图 2-13，地下有一球状磁体，球中心的埋深为 h，磁化强度为 $\boldsymbol{J}$，方向与 T_0 一致。令球中心在地面的投影为坐标原点，剖面为通过原点 o 的磁南北剖面，则这时 $\boldsymbol{J}$ 的倾角为 i_0，剖面上的磁异常 ΔT(图 2-13a)可由下式求出：

$$\Delta T=\frac{\boldsymbol{M}}{(x^2+h^2)^{5/2}}\left[(2h^2-x^2)\sin^2 i_0+(2x^2-h^2)\cos^2 i_0-3hx\sin 2i_0\right] \quad (2-32)$$

式中：$\boldsymbol{M}=\boldsymbol{J}\cdot v$ 为球体的磁矩；v 为球的体积。

同一剖面上的磁异常 Z_a(图 2-13a)可由下式求得：

$$Z_a=\frac{\boldsymbol{M}}{(x^2+h^2)^{5/2}}\left[(2h^2-x^2)\sin i_0-3hx\cos i_0\right] \quad (2-33)$$

当 $i_0=\pi/4$ 时，ΔT 及 Z_a 曲线的形状大致如图 2-13a 所示。

在东西剖面(图 2-13(b))上，ΔT 为：

$$\Delta T=\frac{\boldsymbol{M}}{(x^2+h^2)^{5/2}}\left[(2h^2-x^2)\sin^2 i_0-(x^2+h^2)\cos^2 i_0\right] \quad (2-34)$$

$$Z_a=\frac{\boldsymbol{M}\sin i_0}{(x^2+h^2)^{5/2}}(2h^2-x^2) \quad (2-35)$$

由(2-32)、(2-33)、(2-34)及(2-35)式和图 2-13，可看到球体磁异常的几个特征：

在磁南北剖面上：

①球体磁异常 ΔT 和 Z_a 曲线有正异常及负异常；在平面上，正异常接近圆形或等轴

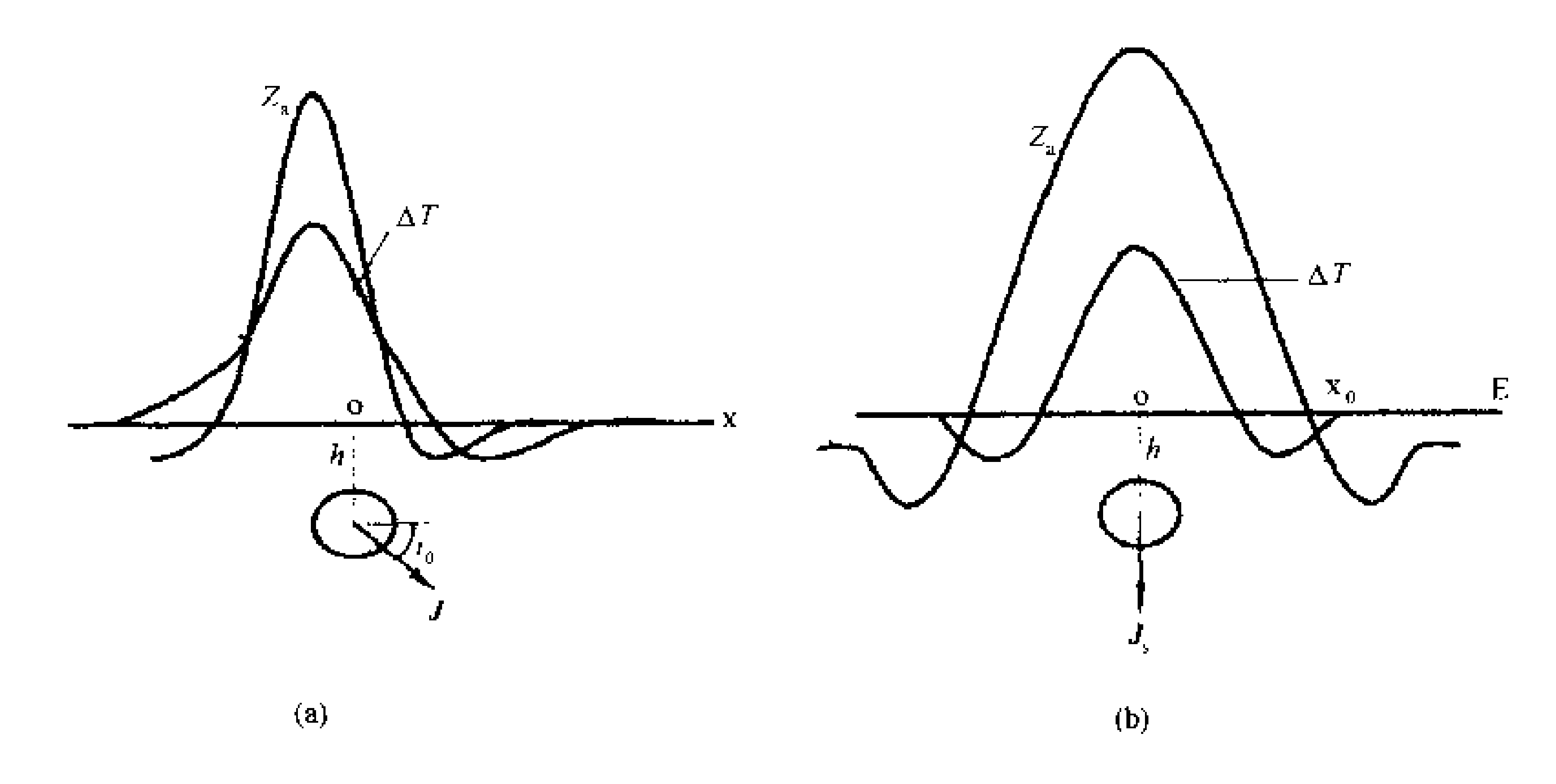


图 2-13 球体磁异常图

状。

②磁异常的极大值的位置偏离球心在地面上的投影点，在我国境内是偏向南。

③磁异常的幅值与深度的三次方成反比，故当球体埋深增大时，磁异常的幅值迅速减小。

在东西剖面上：

①ΔT 曲线与 Z_a 曲线都是对称的。

②磁异常的幅值与深度的三次方成反比。

(2)球体中心深度的计算

球体中心的埋深可由 Z_a 曲线用以下几种方法求出：

①由南北剖面上 Z_a 曲线半极值点距 $d_{1/2}$ 及拐点（曲线上$\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}=0$ 的点）距 d_G 求埋深：

$$h \approx d_{1/2} \approx 1.25\ d_G$$

②由南北剖面上 Z_a 曲线极大值点与极小值点的距离 d_m 求埋深：

$$h \approx d_m \qquad (\text{当 } I \leqslant 30^\circ \text{时})$$

③由东西剖面上 Z_a 曲线零值点的坐标 x_0 求埋深：

$$h = x_0\sqrt{2}$$

2.柱体的磁异常

这里只分析直立柱体和水平柱体两种情况。

(1)直立柱体

为了使讨论的问题简化，我们假设柱体是顺轴磁化的，磁极在柱体的顶面和底面，而且可以用点磁极来近似。令柱体顶面为负磁极，底面为正磁极，于是出现两种情况：

一是柱体无限延深，底面正磁极在地面形成的磁异常可以忽略，相当于单磁极形成的

磁场；

二是柱体延深有限，底面正磁极在地面形成的磁异常较强，不可忽略，相当于双磁极的磁场。

①无限延深柱体(单磁极)的磁异常

如图2－14所示，设柱体顶面中心(即点极的位置)在地面的投影为0，用作坐标原点；柱体顶面的埋深(即点极到地面的距离)为 h，点极的强度为 m，测线 x 指向磁北，则单磁极在测线上任意一点 x 产生的总磁异常 T_a 为：

$$T_a=\frac{m}{h^2+x^2} \tag{2-36}$$

式中：T_a 的方向是由测点指向点极。令 T_a 与 x 轴的夹角为 θ，则 T_a 的垂直分量 Z_a 及水平分量 H_a 分别为：

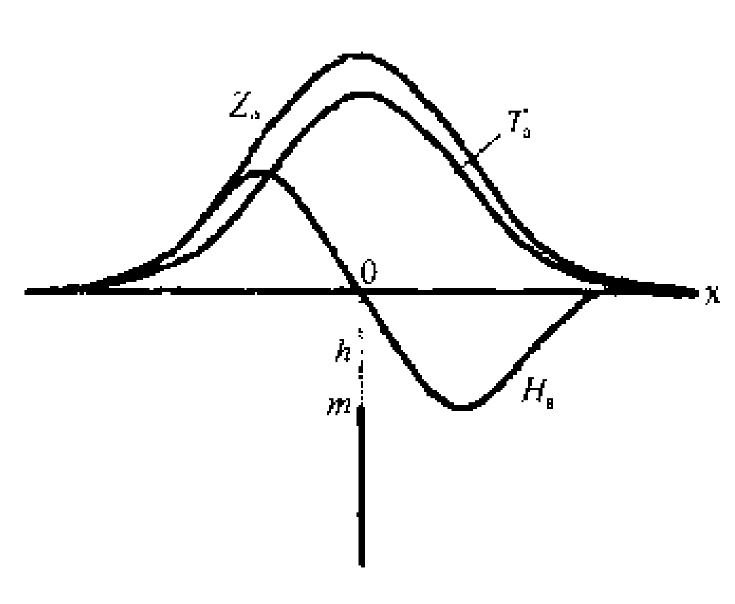


图2－14 无限延深柱体磁异常曲线示意图

$$Z_a=T_a\sin\theta=\frac{mh}{(h^2+x^2)^{3/2}} \tag{2-37}$$

$$H_a=T_a\cos\theta=-\frac{mx}{(h^2+x^2)^{3/2}} \tag{2-38}$$

由(2－36)、(2－37)、(2－38)式及其相应的磁异常曲线，可看到无限延深柱体磁异常的特征：

A. 无限延深柱体的总磁异常 T_a 及其垂直分量是正异常，它们的异常曲线是对称的，而且形态大体相似。异常的极大值都在柱体顶面的正上方。随着离柱体顶面的距离的增大，T_a 及 Z_a 异常的幅值逐渐变小面趋近于零。

B. 总磁异常的水平分量在柱体顶面的正上方为零，向北为负磁异常，向南为正磁异常。

C. 随着柱体顶面埋深的增大，所有异常的幅值变小。但 T_a 及 Z_a 的幅值与埋深的平方成反比，而 H_a 的幅值与埋深的三次方成反比，所以 T_a 及 Z_a 幅值随柱体顶面埋深的增加而变小的速度比 H_a 小。

D. T_a 及 Z_a 在地面的二维图像是同心圆似的正异常。

E. 柱体顶面埋深

由(2－36)式，当 $x=0$ 时，T_a 的极大值

$$T_{a(max)}=\frac{m}{h^2}$$

令 $T_{a(max)}/2$ 时的 x 坐标为 $\pm x_{1/2}$，则：

$$T_{a(max)}/2=\frac{m}{h^2+x_{1/2}^2}$$

解此二式得：

$$h=x_{1/2}=0.5d_{1/2}$$

式中：$d_{1/2}$为半极值点间的距离，而由此式可知，当柱体埋深增大时，T_a曲线的宽度变大。

用同样的方法，由(2－37)式也可求得柱体顶面的埋深。

或由(2－37)式，令$\frac{\partial^2 Z_a}{\partial x^2}=0$，得：

$$h=2x_G=d_G$$

式中：x_G 为 Z_a 极大值两侧曲线的拐点坐标，d_G 为二拐点之间的距离。

②有限延深柱体(双磁极)的磁异常

有限延深的柱体，顶面为负磁极，底面为正磁极，其磁异常相当于双磁极的异常。

设柱体的长度为 $2l$，倾角为 α；柱体中心的埋深为 h，其在地面的投影为 0，并作为坐标原点；测线指向北；正、负磁极强度分别为 $+m$，$-m$，如图 2－15。于是负磁极的埋深为 $(h-l\sin\alpha)$，其在地面的投影位置相对于坐标原点向南偏移 $l\cos\alpha$；正磁极的埋深为 $(h+l\sin\alpha)$，其在地面的投影位置相对于坐标原点向北偏移 $l\cos\alpha$。由(2－37)式，得柱体产生的磁异常垂直分量 Z_a 为：

$$Z_a=Z_{(-m)}+Z_{(+m)}=m\left\{\frac{h-l\sin\alpha}{[(h-l\sin\alpha)^2+(x+l\cos\alpha)^2]^{3/2}}-\frac{h+l\sin\alpha}{[(h+l\sin\alpha)^2+(x-l\cos\alpha)^2]^{3/2}}\right\} \quad (2-39)$$

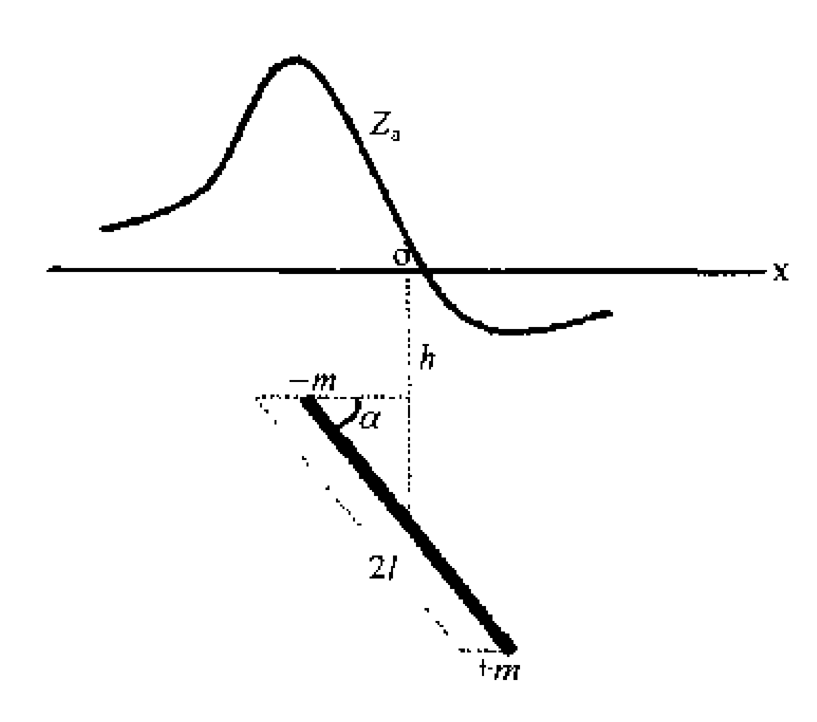


图 2－15　有限延深柱体磁异常

式中：$Z_{(+m)}$ 及 $Z_{(-m)}$ 分别为正负磁极产生的磁异常垂直分量。

磁异常 Z_a 的曲线见图 2－15。由图可见，磁异常曲线是不对称的，在柱体倾斜的一侧出现负值。

(2)无限长水平圆柱体的磁异常

设有一无限长水平圆柱体，横截面为 S，中心埋深为 h，有效磁化强度为 $\boldsymbol{J}_s$，有效磁化倾角为 i_s。在垂直于柱体轴线的测线上，水平圆柱体的磁异常 ΔT 为：

$$\Delta T=-\frac{2\boldsymbol{M}_s\sin i_0}{(x^2+h^2)^2\sin i_s}[(h^2-x^2)\cos 2i_s+2hx\sin 2i_s] \quad (2-40)$$

式中：$\boldsymbol{M}_s=\boldsymbol{J}_s\cdot S$；$i_0$ 为工作地区的磁倾角。而：

$$Z_a=\frac{2\boldsymbol{M}_s}{(h^2+x^2)^2}[(h^2-x^2)\sin i_s-2hx\cos i_s] \quad (2-41)$$

当柱体为南北走向，而测线为东西方向时，$i_s=\pi/2$，以上二式简化为：

$$\Delta T=\frac{2\boldsymbol{M}_s\sin i_0}{(h^2+x^2)^2}(h^2-x^2) \quad (2-42)$$

$$Z_a=\frac{2\boldsymbol{M}_s}{(h^2+x^2)^2}(h^2-x^2) \quad (2-43)$$

由以上二式可见：南北走向水平圆柱体的东西剖面上异常，ΔT 与 Z_a 的极大值俱位于柱体横截面中心在地面的投影点，即坐标原点；曲线是对称的；当 $|x|>h$ 时，ΔT 与 Z_a 为负值。柱体中心埋深：

$$h=|x_0| \quad (2-44)$$

式中：x_0 为曲线零值点的坐标

或：
$$h \approx d_{1/2} \approx 1.15 d_G \quad (2-45)$$

式中：$d_{1/2}$为半极值点距；d_G 为拐点距。

3.板状体的磁异常

这里只讨论斜交磁化和顺层磁化的薄板及厚板引起的磁异常。所谓薄板，是指板的厚度小于其顶面的埋深；而厚板，是指板的厚度大于其顶面埋深的板状磁体。薄板的顶面可视为线磁极，而厚板的上下两端则不能视为线磁极，是面磁极。

(1)斜交磁化板的磁异常

斜交磁化是磁化强度 $\boldsymbol{J}$ 的方向与板的侧面不平行，这时，$\boldsymbol{J}$ 的倾角 i_0 与板的倾角 α 不相等，板的顶面及侧面都有磁极分布。下面讨论走向无限、延深无限的薄板及厚板产生的磁场：

①斜交磁化无限延深薄板的磁异常

如图 2-16 所示，测线 x 作为坐标轴；有一走向为 y(即垂直于测线方向)，并在 y 及 z 方向都无限延伸的薄板，倾角为 α，顶面宽度为 $2b$，顶面埋深为 h，且 $h>2b$；薄板顶面中心线在地面的投影与测线 x 的交点为 o，即作为坐标的原点；$\boldsymbol{J}_s$ 为薄板磁化强度在 xoz 面上的分量；i_s 为 $\boldsymbol{J}_s$ 矢量的倾角。

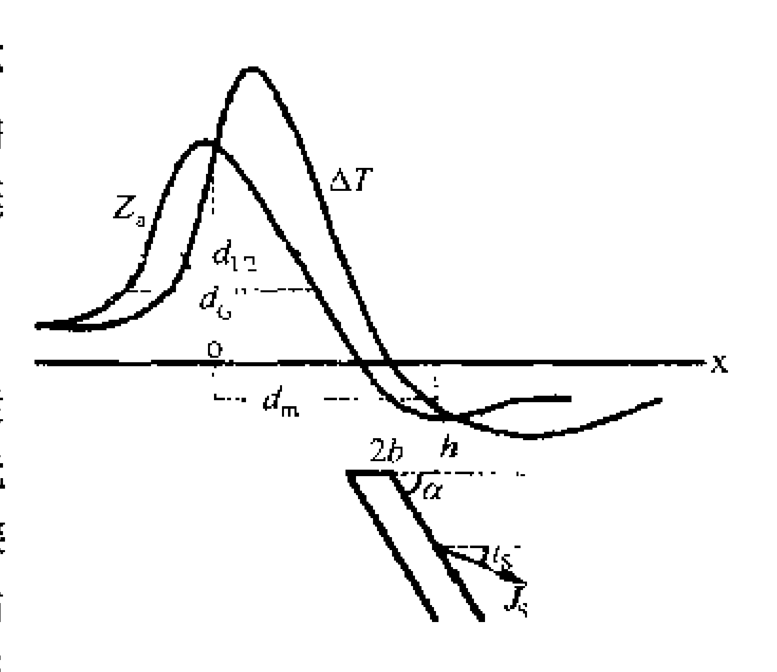


图 2-16 斜交磁化无限延深薄板的磁异常

在垂直于薄板走向的剖面上，斜交磁化无限延深薄板的磁异常为：

$$\Delta T = \frac{2\boldsymbol{J}_s 2b\sin\alpha}{x^2+h^2}\frac{\sin i_0}{\sin i_s}[h\sin(2i_s-\alpha) - x\cos(2i_s-\alpha)] \quad (2-46)$$

$$Z_a = 2\boldsymbol{J}_s 2b\sin\alpha \frac{h\cos(\alpha-i_s) - x\sin(\alpha-i_s)}{x^2+h^2} \quad (2-47)$$

由异常曲线 Z_a 求板的顶面埋深的简易方法如下[3]：

当$(\alpha-i_s)>45°$时

$$h \approx d_m/2$$

式中：d_m 为极大值与极小值点之间的距离。

当$(\alpha-i_s)\leqslant 45°$时

$$h \approx d_{1/2}/2 \approx 0.8 d_G$$

式中：d_G 为曲线拐点距；$d_{1/2}$为异常半极值点距。

②斜交磁化无限延深厚板的磁异常

如图 2-17 所示，以测线为 x 轴垂直于厚板的走向；厚板顶面中心线在地面的投影与测线的交点 o 为坐标原点；AB 为厚板的顶面，宽度为 $2b$；P 为测线上任意一点$(x,0,0)$，AP$=r_A$，BP$=r_B$；AP 与垂线的夹角为 ϕ_A，BP 与垂线的夹角为 ϕ_B；AP 与 BP 的夹角为 ϕ；厚板在 z 及 y 方向都无限延伸；α 是厚板的倾角；$\boldsymbol{J}_s$ 是厚板的磁化强度；i_s 是 $\boldsymbol{J}_s$ 的倾角。

厚板在垂直于其走向的 x 测线上的磁异常为：

$$\Delta T = 2J_s\sin\alpha \frac{\sin i_0}{\sin i_s}\left[\frac{1}{2}\cos(\alpha-2i_s)\ln\frac{(x-b)^2+h^2}{(x+b)^2+h^2}-\sin(\alpha-2i_s)\left(\mathrm{tg}^{-1}\frac{x+b}{h}-\mathrm{tg}^{-1}\frac{x-b}{h}\right)\right] \tag{2-48}$$

$$Z_a = 2J_s\sin\alpha\left[\frac{1}{2}\sin(\alpha-i_s)\ln\frac{(x-b)^2+h^2}{(x+b)^2+h^2}+\cos(\alpha-i_s)\left(\mathrm{tg}^{-1}\frac{x+b}{h}-\mathrm{tg}^{-1}\frac{x-b}{h}\right)\right] \tag{2-49}$$

当 $\alpha - i_s > 0$ 时，异常曲线的形状如图 2－17 所示。

③斜交磁化有限延深薄板的磁异常

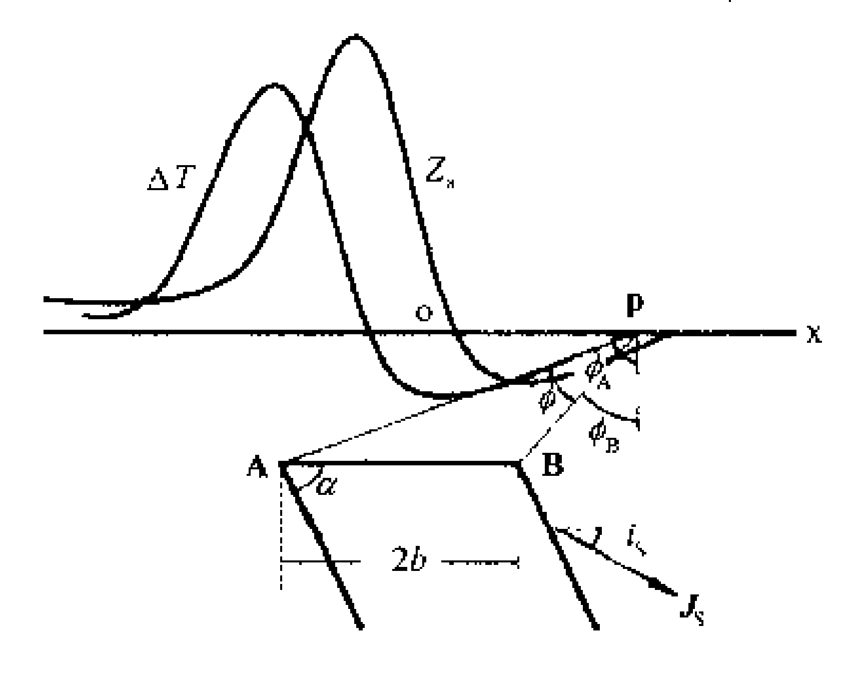


图 2－17　斜交磁化无限延深厚板的磁异常曲线示意图

斜交磁化有限延深薄板的磁异常可以看成是顶面位于不同深度的两块无限延深薄板磁异常之差，其中一块薄板的顶面是有限延深薄板的顶面，另一块薄板的顶面是有限延深薄板的底面。参考图 2－16，设薄板向下延伸的长度为 $2l$，顶宽 $2b$，倾角 α；薄板顶的埋深为 h；薄板的磁化强度为 J。取测线为 x 轴，且垂直于薄板的走向；薄板顶面中心线在地面的投影与测线的交点为 o，取 o 为坐标原点，于是两块无限延深薄板顶面中点的坐标分别是(o, h)和($2l\cos\alpha$, $h+2l\sin\alpha$)。由(2－46)及(2－47)式先求出两块无限延深薄板的磁异常，然后将其相减，即得有限延深薄板在测线上的磁异常：

$$\Delta T = 2J_s 2b\sin\alpha\frac{\sin i_0}{\sin i_s}\left[\frac{h\sin(2i_s-\alpha)-x\cos(2i_s-\alpha)}{x^2+h^2}\right.$$
$$\left.-\frac{(h+2l\sin\alpha)\sin(2i_s-\alpha)-(x-2l\cos\alpha)\cos(2i_s-\alpha)}{(x-2l\cos\alpha)^2+(h+2l\sin\alpha)^2}\right] \tag{2-50}$$

$$Z_a = 2J_s 2b\sin\alpha\left[\frac{h\cos(\alpha-i_s)-x\sin(\alpha-i_s)}{x^2+h^2}\right.$$
$$\left.-\frac{(h+2l\sin\alpha)\cos(\alpha-i_s)-(x-2l\cos\alpha)\sin(\alpha-i_s)}{(x-2l\cos\alpha)^2+(h+2l\sin\alpha)^2}\right] \tag{2-51}$$

(2)顺层磁化板的磁异常

①无限延深顺层磁化薄板的磁异常

如图 2－18 所示，由于薄板的磁化倾角 i_s 等于薄板的倾角 α。于是由(2－46)及(2－47)式得无限延深顺层磁化薄板的磁异常：

$$\Delta T = \frac{2J_s 2b\sin i_0}{x^2+h^2}(h\sin\alpha - x\cos\alpha) \tag{2-52}$$

$$Z_a = \frac{2J_s 2bh\sin\alpha}{x^2+h^2} \tag{2-53}$$

将无限延深顺层磁化薄板的顶面视为单极线，也可求得与以上两式同样的结果。

由(2－52)、(2－53)式及图 2－18 可知顺层磁化薄板在垂直于其走向的剖面上磁异常的特征为：

A. Z_a 曲线是相对原点 o 的对称曲线，在原点 o 上(即当 $x=0$ 时)有极大值，因而在平面上表现为以 y 为对称轴的平行线；Z_a 都是正值，其幅值随着远离原点而减小，并趋近于零；

B. 随着顶面埋深的增大，ΔT 与 Z_a 的幅值减小、异常变宽。

C. 薄板顶面的埋深 h 与求无限延深柱体顶面埋深的方法类似，由(2－53)式可求得薄板顶面埋深：

$$h=d_{1/2}/2$$

式中：$d_{1/2}$ 为薄板磁异常 Z_a 两个半极值点之间的距离。

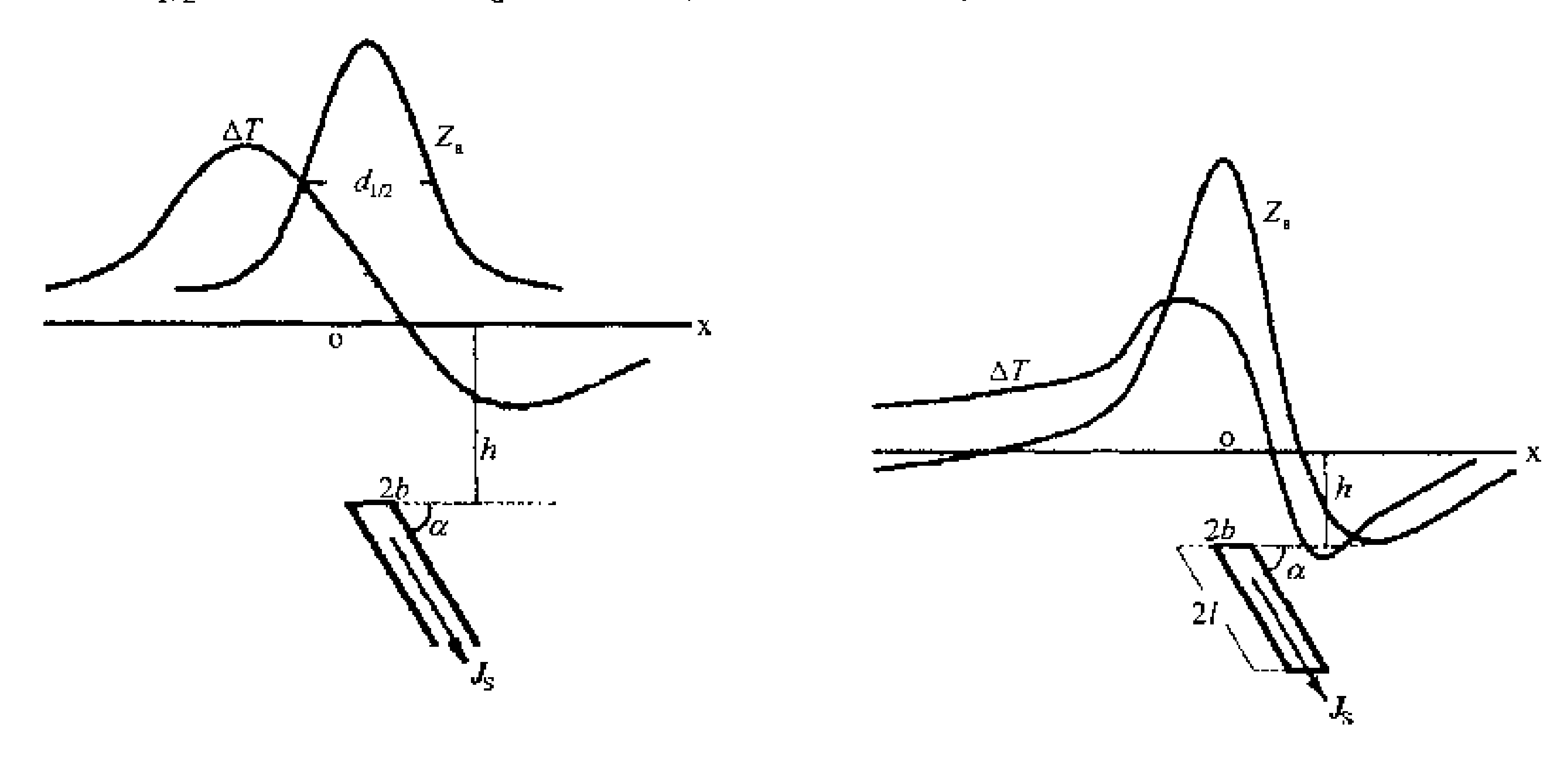


图 2－18　顺层磁化薄板的磁异常　　　图 2－19　有限延深顺层磁化薄板磁异常曲线示意图

②有限延深顺层磁化薄板的磁异常

有限延深顺层磁化薄板的磁异常可以看成是顶面位于不同深度的两块无限延深薄板磁异常之差，其中一块薄板的顶面是有限延深薄板的顶面，另一块薄板的顶面是有限延深薄板的底面，如图 2－19 所示。设有限延深薄板长为 $2l$，顶宽 $2b$，倾角 α；薄板顶的埋深为 h；薄板的磁化强度为 J。取测线为 x 轴，且垂直于薄板的走向；薄板顶面中心线在地面的投影与测线的交点为 o，取 o 为坐标原点，于是两块无限延深薄板顶面中点的坐标分别是(o,h)和$(2l\cos\alpha,h+2l\sin\alpha)$。因系顺层磁化，故 $\alpha=i_s$。由(2－52)及(2－53)式先求出两块无限延深薄板的磁异常，然后将其相减，即得有限延深薄板在测线上的磁异常：

$$\Delta T=2J_s 2b\sin i_0\left[\frac{h\sin\alpha-x\cos\alpha}{x^2+h^2}-\frac{(h+2l\sin\alpha)\sin\alpha-(x-2l\cos\alpha)\cos\alpha}{(x-2l\cos\alpha)^2+(h+2l\sin\alpha)^2}\right] \tag{2-54}$$

$$Z_a=2J_s 2b\sin\alpha\left[\frac{h}{x^2+h^2}-\frac{h+2l\sin\alpha}{(x-2l\cos\alpha)^2+(h+2l\sin\alpha)^2}\right] \tag{2-55}$$

将有限延深薄板的磁异常看作双极线的磁场，也可求得与以上二式相同的结果。

③无限延深顺层磁化厚板的磁异常

如图 2-20 所示，在顺层磁化条件下，$i_s=\alpha$。由(2-48)及(2-49)式得厚板在垂直于其走向的 x 测线上的磁异常为：

$$\Delta T = 2J_s\sin i_o\left[\frac{1}{2}\cos i_s\ln\frac{(x-b)^2+h^2}{(x+b)^2+h^2}+\sin i_s\mathrm{tg}^{-1}\frac{2bh}{x^2-b^2+h^2}\right] \qquad (2-56)$$

$$Z_a = 2J_s\sin\alpha\left(\mathrm{tg}^{-1}\frac{x+b}{h} - \mathrm{tg}^{-1}\frac{x-b}{h}\right) \qquad (2-57)$$

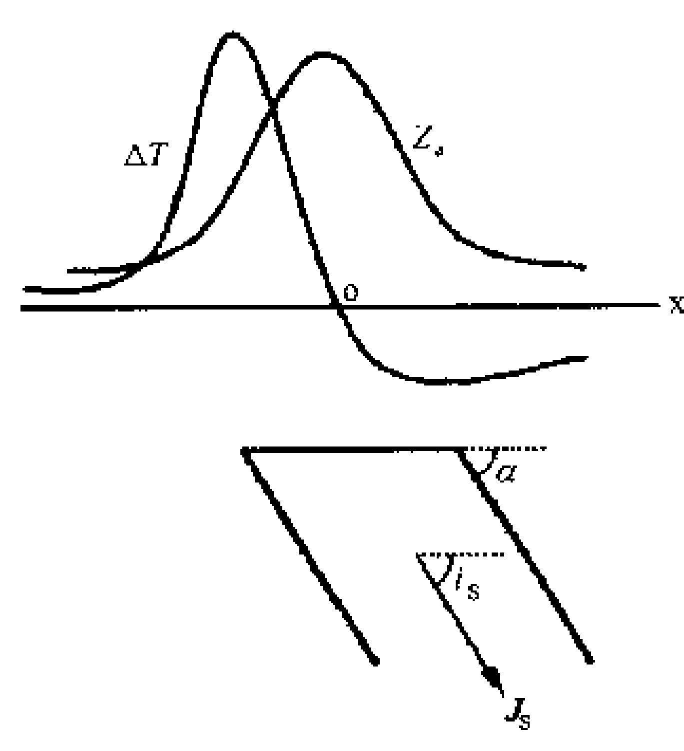


图 2-20　无限延深顺层磁化厚板的磁异常曲线示意图

由图(2-17)可见：

$$\mathrm{tg}\phi_A=\frac{x+b}{h}, \qquad \mathrm{tg}\phi_B=\frac{x-b}{h};$$

于是(2-57)式为：

$$Z_a = 2J_s\sin\alpha(\phi_A-\phi_B)=2J_z\phi \qquad (2-58)$$

式中：J_z 为磁化强度的垂直分量。

由(2-58)式及图 2-20 可见，顺层磁化无限延伸厚板磁异常的垂向分量的特征为：

A. Z_a 为正异常；

B. Z_a 之值与厚板顶面对 P 点的张角 ϕ 成正比，极大值在厚板顶面中心的正上方，往两侧变小并渐趋于零。当板的厚度很大或 h 很小时，$\phi\approx\pi$，于是厚板磁异常垂直分量的极大值：

$$Z_a = 2\pi J_z \qquad (2-59)$$

这是粗略地估算厚板状磁体的磁化强度时经常采用的一个很有用的公式，特别是探测目标出露地面时，可由此式求得目标的磁化强度。

C. Z_a 异常在平面上的形状为以厚板顶面中心线在地面上的投影为轴线的一系列平行直线。

D. 随着顶面埋深的增大，ϕ 值变小，因而 Z_a 的幅值变小，异常宽度变大。

4. 计算磁性体埋深的切线法

切线法是一种经验方法，具体作法如下：

如图 2-21 所示，通过磁异常曲线的一个极大值点、两个极小值点和极大值点两侧的两个拐点作五条切线，它们交于四点。这四个点在 x 线上的投影分别为 x_1、x_2、x_3 与 x_4；d_1 为 x_1 至 x_2 的距离；d_2 为 x_3 至 x_4 的距离，则磁性体的埋深：

$$h=\frac{1}{4}(d_1+d_2) \qquad (2-60)$$

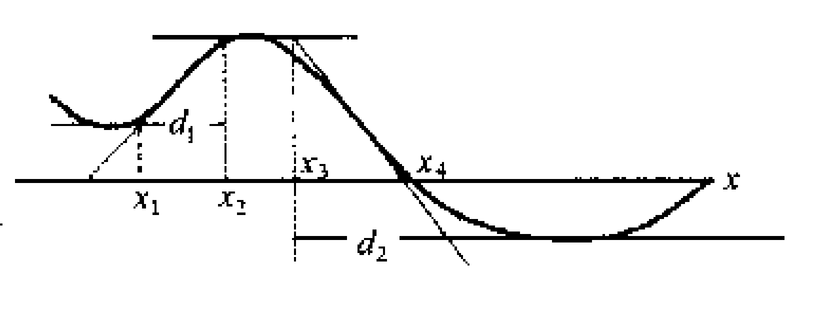


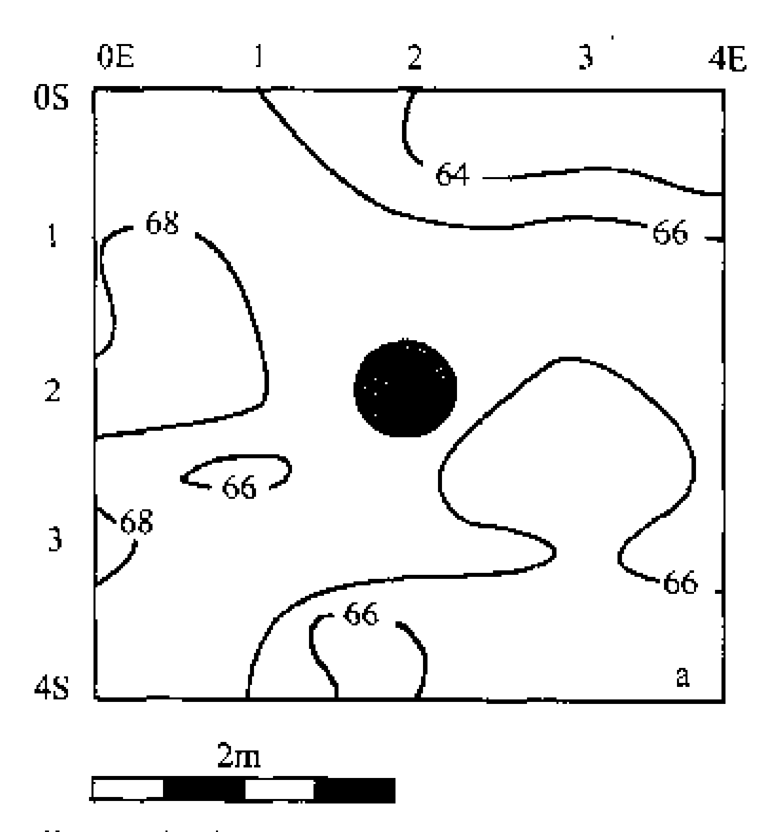
图 2-21　切线法示意图

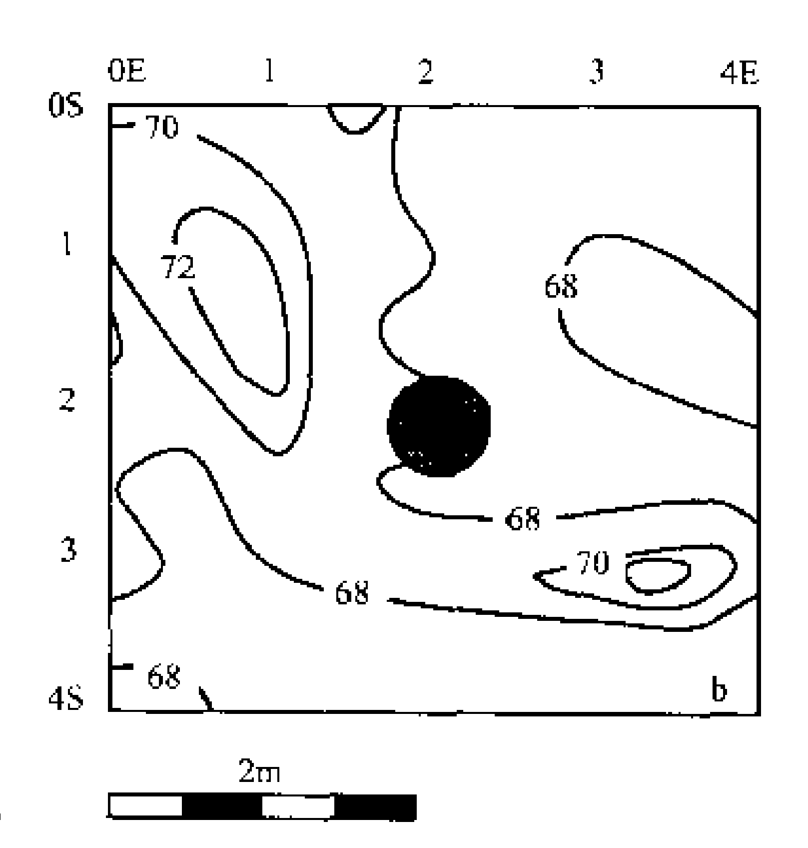
该式对水平及垂向延伸较大的磁性体(如板状体)的计算效果比较好。

二、模型试验

模型试验是地球物理工作者常用的研究方法，可以在室内进行，包括实验室试验及理论计算，也可在野外进行，这样更能接近实际状况。下面介绍加拿大史前印第安人遗址勘查中野外模型试验的实例[67]。

史前，在加拿大西部草原和森林地区生活的，是印第安游牧民族。由于游牧，没有固定的住所，因面在他们活动过的地方，除了临时挖的灶、坑和陶器及其他废弃物之外，很少留下能证明他们存在的东西。但既然是临时住所，灶、坑的磁性不可能太强，而陶器等废弃物，体积既小，数量也不可能多，自然难以探测。在这种情况下，作为普查用的磁法能否起作用，考古勘查工作者也心中无数。为此，他们将勘查工作分两步做：先做模型试验，探索可能寻找这些废弃物的方法，然后进行实际探测。





1. 模型试验

他们从估计可能碰到的情况出发，做了三种模型试验：灶坑模型、烧过的石块模型和陶器模型。

(1)灶坑模型

他们仿照游牧民族临时居住地的篝火遗址，在未开垦的草原上，选了一块磁性均匀、面积为 4m×4m 的小区，挖一个直径 60cm、深 10cm 的坑，并用灵敏度为 1 nT 的质子磁力仪，探头高度为 30cm 及 60cm，进行小区的磁法面积观测。观测结果如图 2－22。

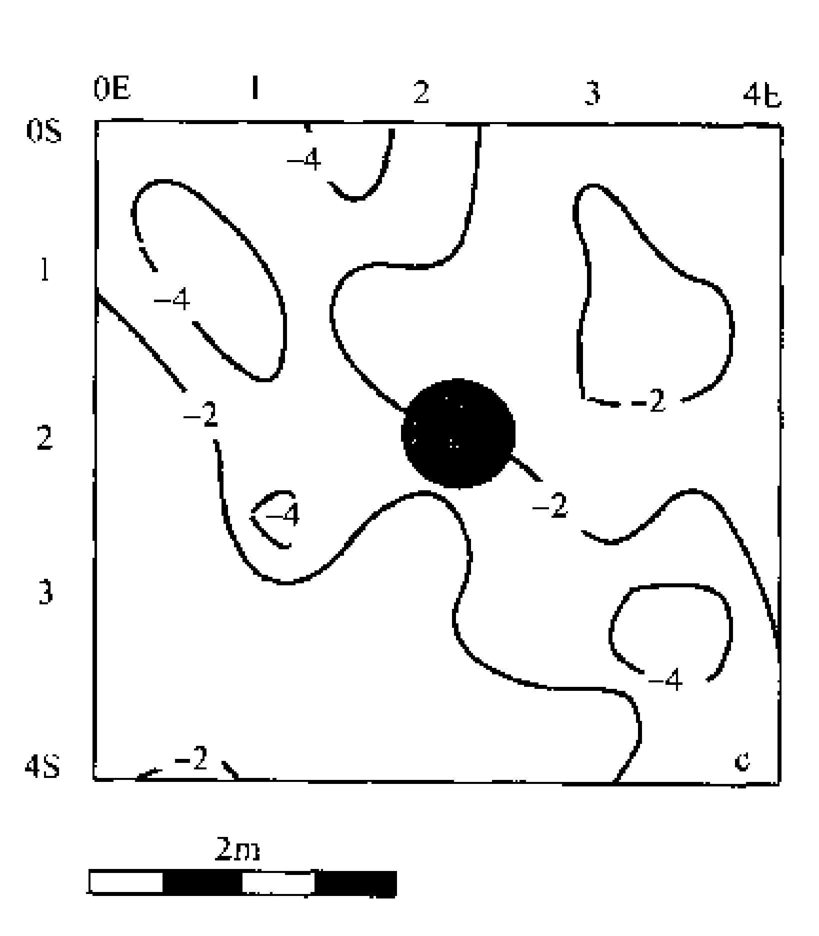
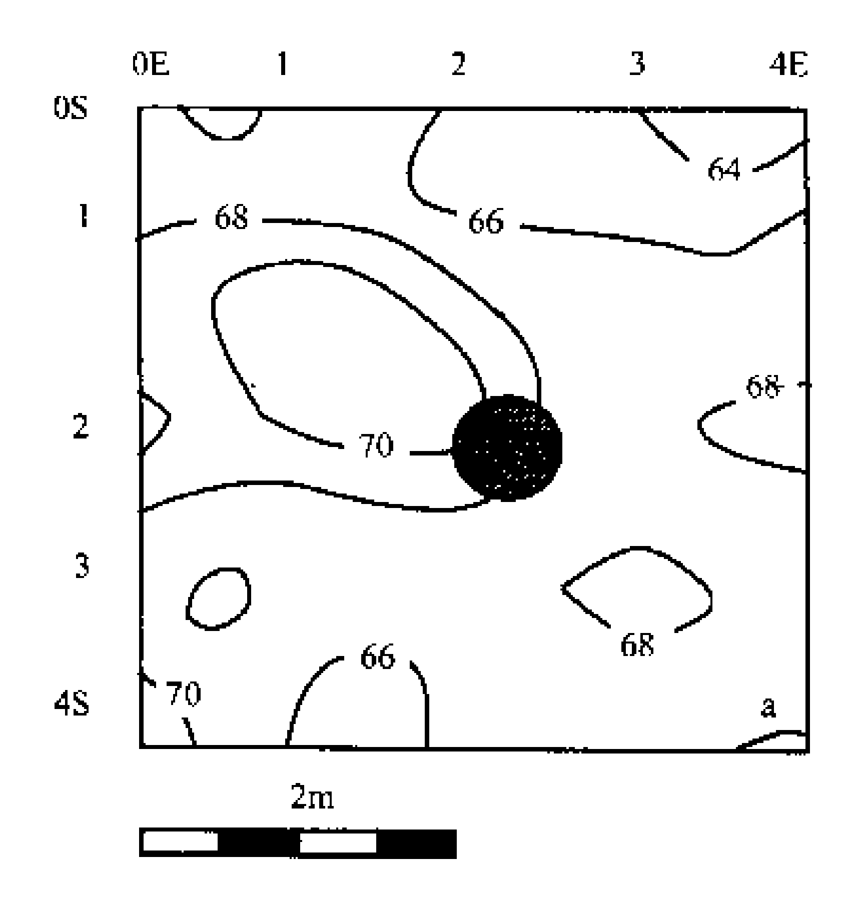
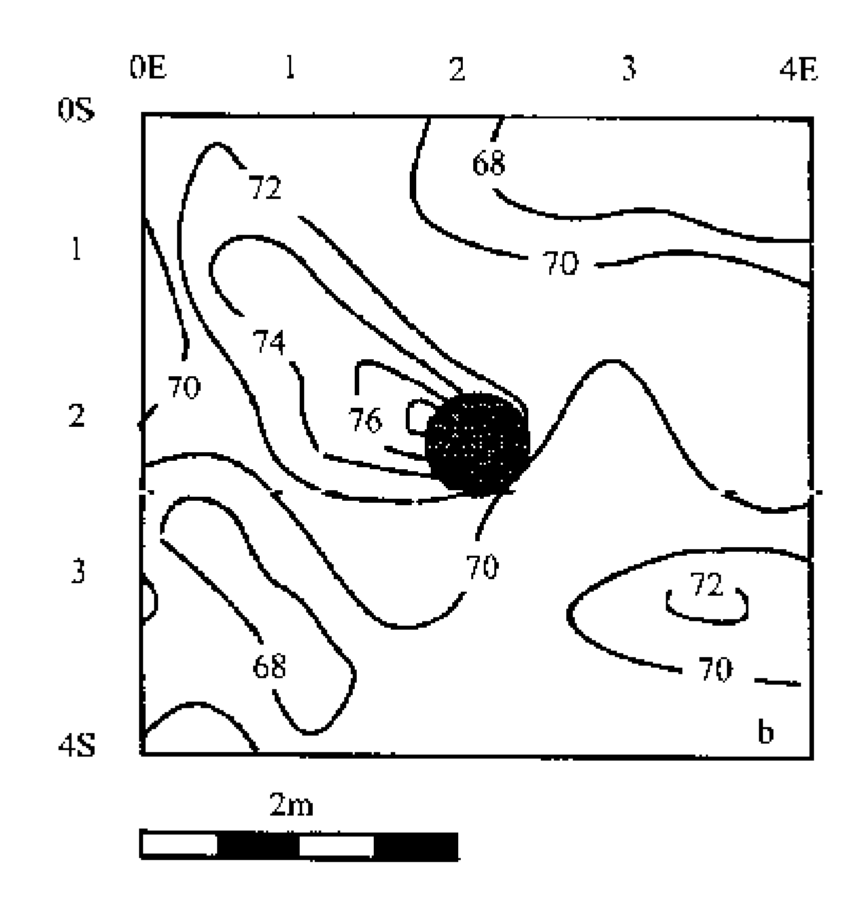


图 2－22　未生火前小区的磁场
(引自 T.H Gibson,1986)





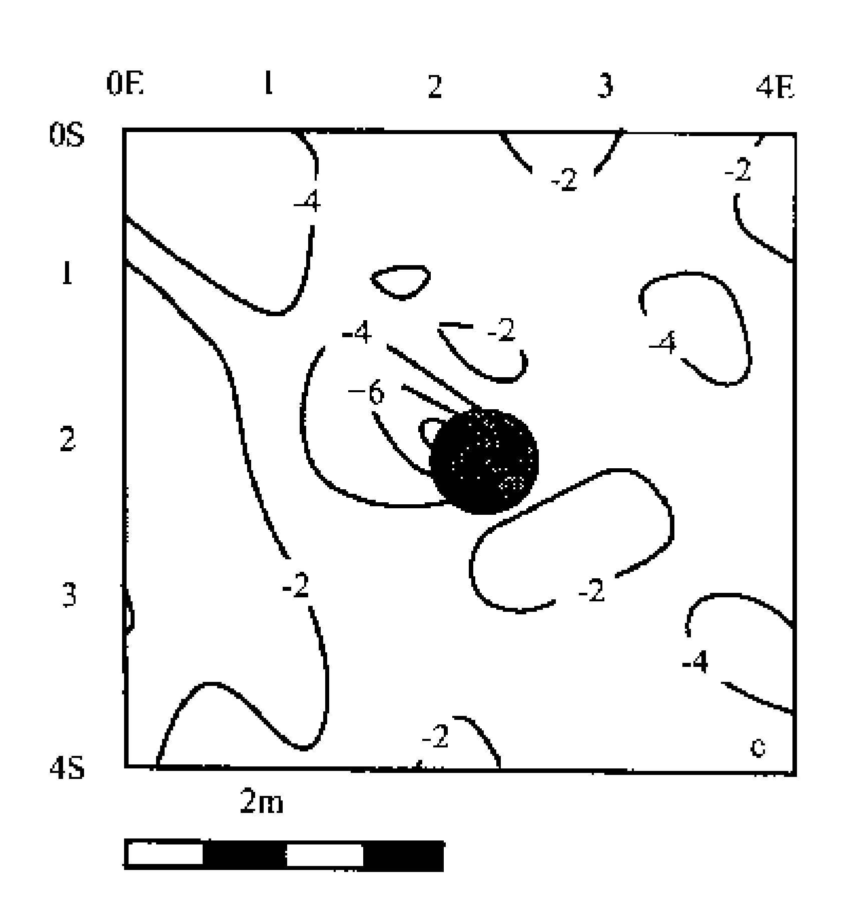


图 2-23 燃烧三次后的磁异常图
（引自 T. H. Gibson, 1986）

图 2-22a 及图 2-22b 分别是探头高度为 60cm 及 30cm 时测得的相对磁场变化图，图中划斜线的圆圈表示灶坑的位置（以下各图相同）；图 2-22c 是两种探头高度测量读数之差，即磁场的梯度变化图。

然后，在坑内用木头生火，烧了 2 小时，温度在 500℃ 以上，再冷却 24 小时，进行同样的磁测。这样烧了三次，测量三次。发现第一次及第二次测量结果，与未生火前没有多大差别。第三次燃烧之后，才在火坑附近，测量出磁异常，如图 2-23 所示。

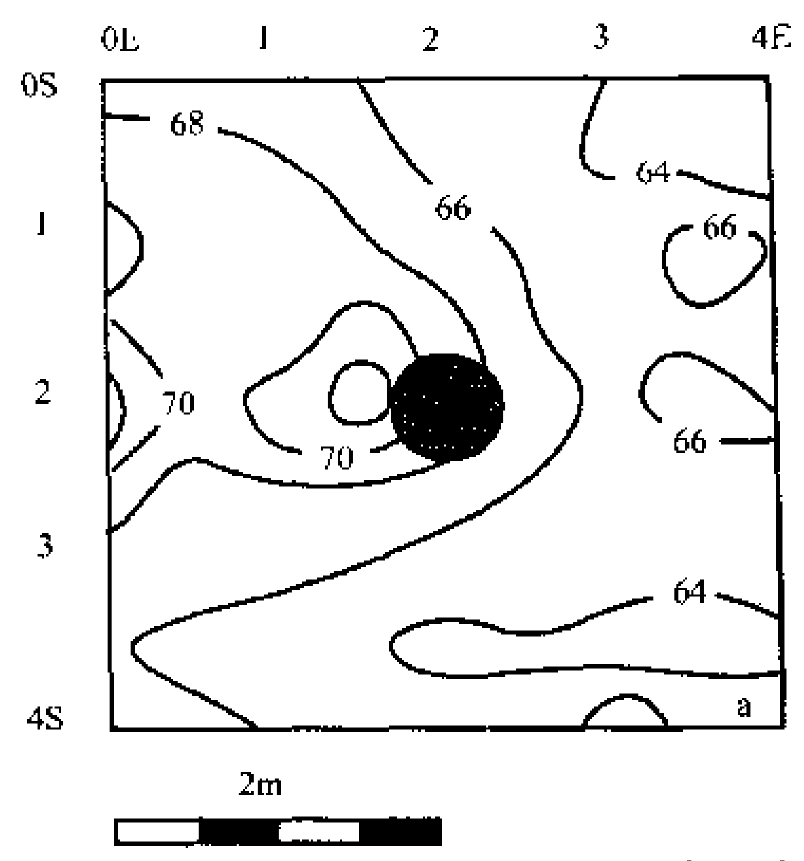
图 2-23a 是探头高度为 60cm 时测得的磁异常图，测得 2 到 4 nT 的异常；图 2-23b 是探头高度为 30cm 时测得的磁异常图，测到 8 nT 的异常；图 2-23c 是两种探头高度测量读数差，即磁场梯度异常图，与前两张图相似，只是异常的位置更靠近火坑。

对比图 2-22 及图 2-23 可见，磁法是可能发现灶坑这类遗址的，特别是那些在几天之内反复燃烧过的灶坑。

(2)烧过的石块模型

在上述烧过三次的灶坑内，放入 18 块拳头大小的石英岩和花岗岩鹅卵石，进行磁测，证明这些岩石没有磁性。然后在石块上生火，经热电偶棒测量，火一旦稳定地燃烧，石块温度一般超过 700℃。燃烧几小时之后，冷却 24 个多小时，再进行磁测，结果如图 2-24 所示。

由图可见，在火坑附近，三张图上都出现了明显异常。用磁力仪对岩石做进一步的严



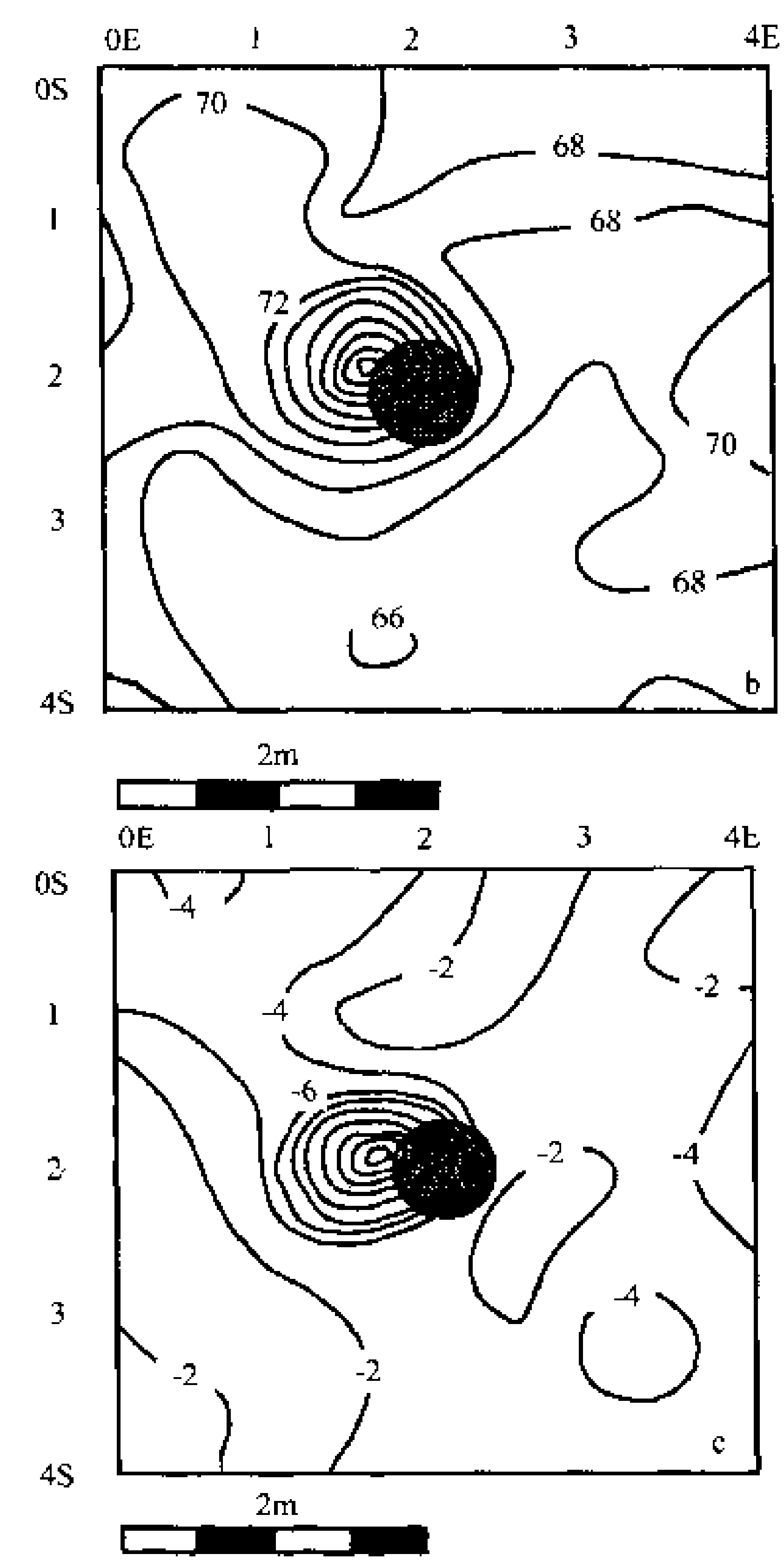


图 2-24　烧过的石块的磁异常图

(引自 T.H.Gibson,1986)

格检查,发现石英岩磁化很小,而花岗岩产生显著异常。虽然第四次燃烧会使坑里的泥土进一步磁化,但石头磁化起的作用更大。因此,煮过骨头的坑和用石头围的灶,比起没有石头的灶来说,应该距离远得多就可测到磁异常。假如把石头搬开了,异常就不会那么大。

(3)陶器模型

在森林茂密的加拿大中部曼尼托巴(Manitoba)省蔡尔兹(Childs)湖区,他们发现一堆陶器碎片,平摊在直径为 40cm 的圆圈范围内。于是就用这堆陶器碎片做模型,以 50cm 间距的测网,按照上述同样的方法,进行磁测。测量结果如图 2-25 所示。

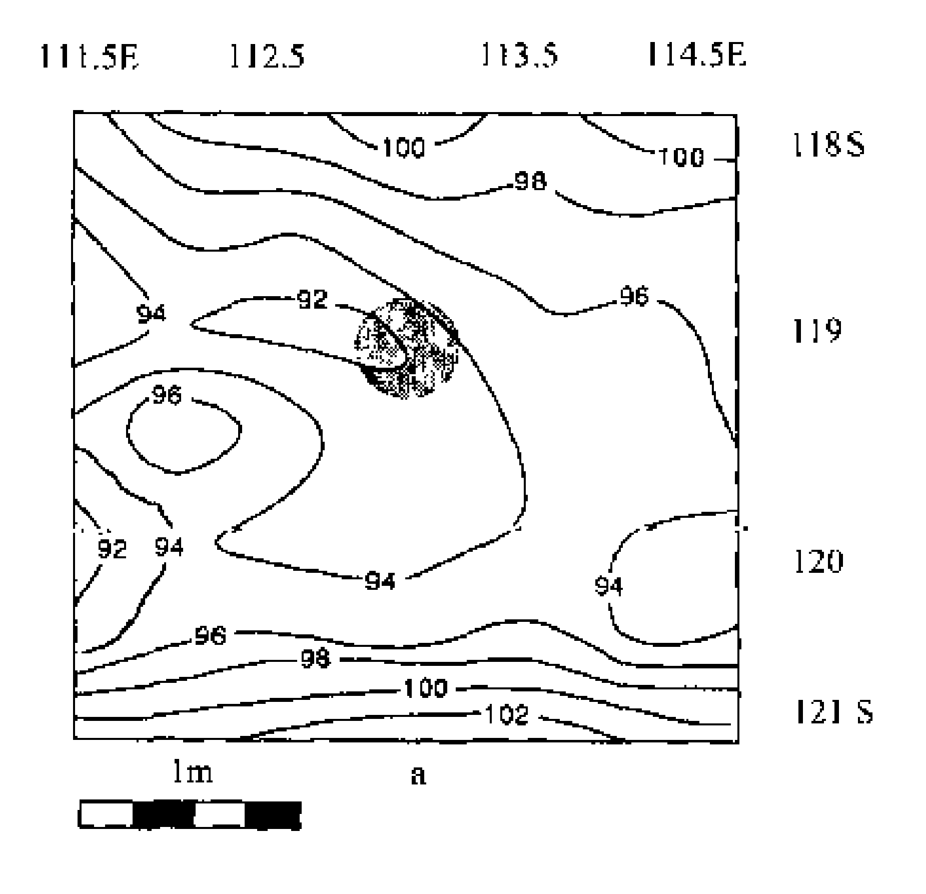
图 2-25a 及图 2-25b 是探头高度分别为 60cm 及 30cm 时的磁异常图,未见明显异常,这是由于发掘坑磁场干扰太大所致。图 2-25c 是两种探头高度测量读数差,即梯度异常图,陶器碎片引起的异常比较明显。

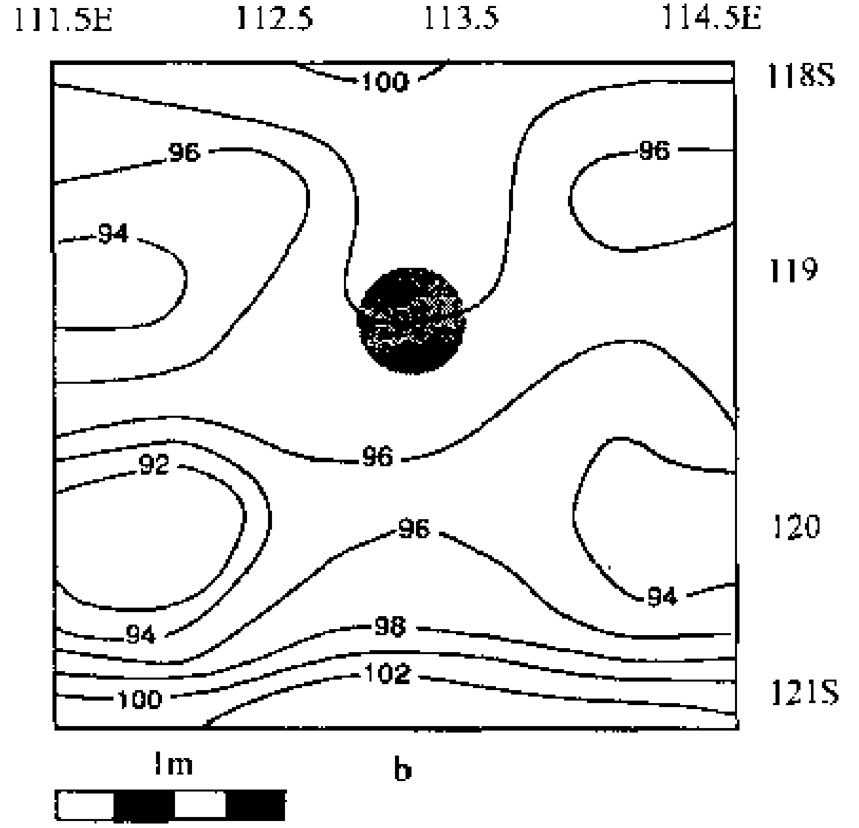
由以上试验可见,磁法可以用来探测埋藏不深的火坑、陶器碎片之类的遗存,特别是梯度测量,更加有效。

2.尼帕温史前遗址磁法勘查

从模型试验得来的方法,他们在一个遗址上试用。

尼帕温(Nipawen)位于加拿大萨斯喀彻温(Saskatchewen)省萨斯喀彻温河畔。这里有一个面积为 1.5ha 的史前遗址要被水电工程的水淹掉。考古发现,在遗址内多次使用过的灶坑附近,分布着许多人工制品的碎片,但它们却被 20~30cm 厚的耕土所覆盖。为了及时找到这些碎片,他们采用了磁法。





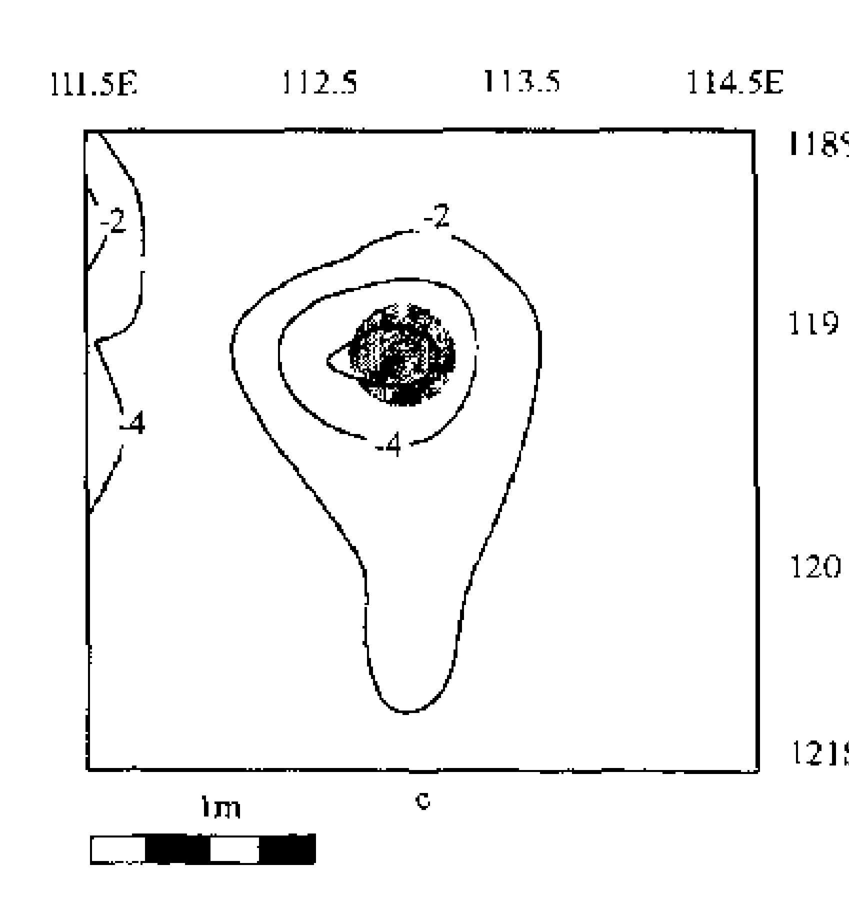


图 2-25 陶器碎片的磁异常图

(引自 T.H.Gibson,1986)

磁测是在一经过探铲探过的、10m×20m 的测区内进行。测点距 1 m,探头高度为 30cm 及 60cm,读数精度为 ±2 nT。

测量结果,如图 2-26 及图 2-27 所示。

在 60cm 高度探头测量的磁异常图(图 2-26a)上,异常不明显。但在探头高度为 30cm 的磁异常图(图 2-26b)和磁场梯度变化图上,都可见到 6 个异常。检查结果:

A.异常是一大块磁性石头引起的异常;

B.异常位于一直径近 1 m 的灶坑中心,坑里多是灰,而烧过的土壤,直径略大于 50cm,中心部分厚度约 10cm;

C.异常主要是烧过的石块引起的,北面 0.75m 处有一个直径为 30cm~40cm 的小灶;

D.异常是一条沟,沟中有烧过的土壤和骨头碎片;

E.异常是一个獾洞,已填满了土;

F.异常是陶器碎片堆。

由以上结果可见,磁场梯度测量所得到的结果较能分辨异常源的性质:是灶坑及烧过的石块(如 A、B、C、F 异常)?还是沟、洞等有充填物的大目标(异常 D、E)?A、B、C、F 几个异常,在 30cm 探头测量成果图及梯度图上都有显示;D、E 异常在 30cm 探头测量成果图上有显示,而在梯度图上,反映不明显。

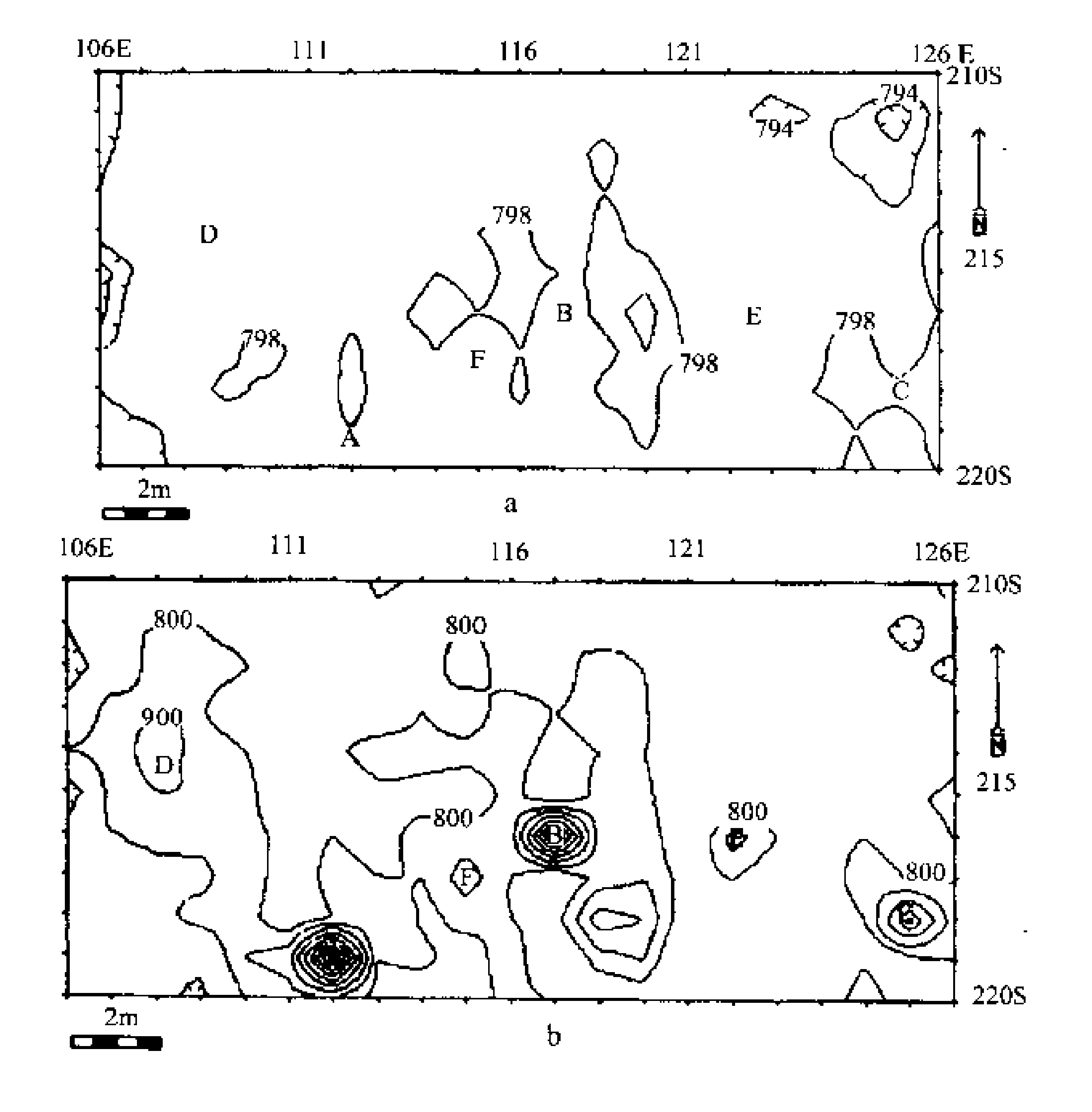


图 2-26 探头高度为 60 及 30cm 时的磁异常图

(引自 T.H.Gidson,1986)

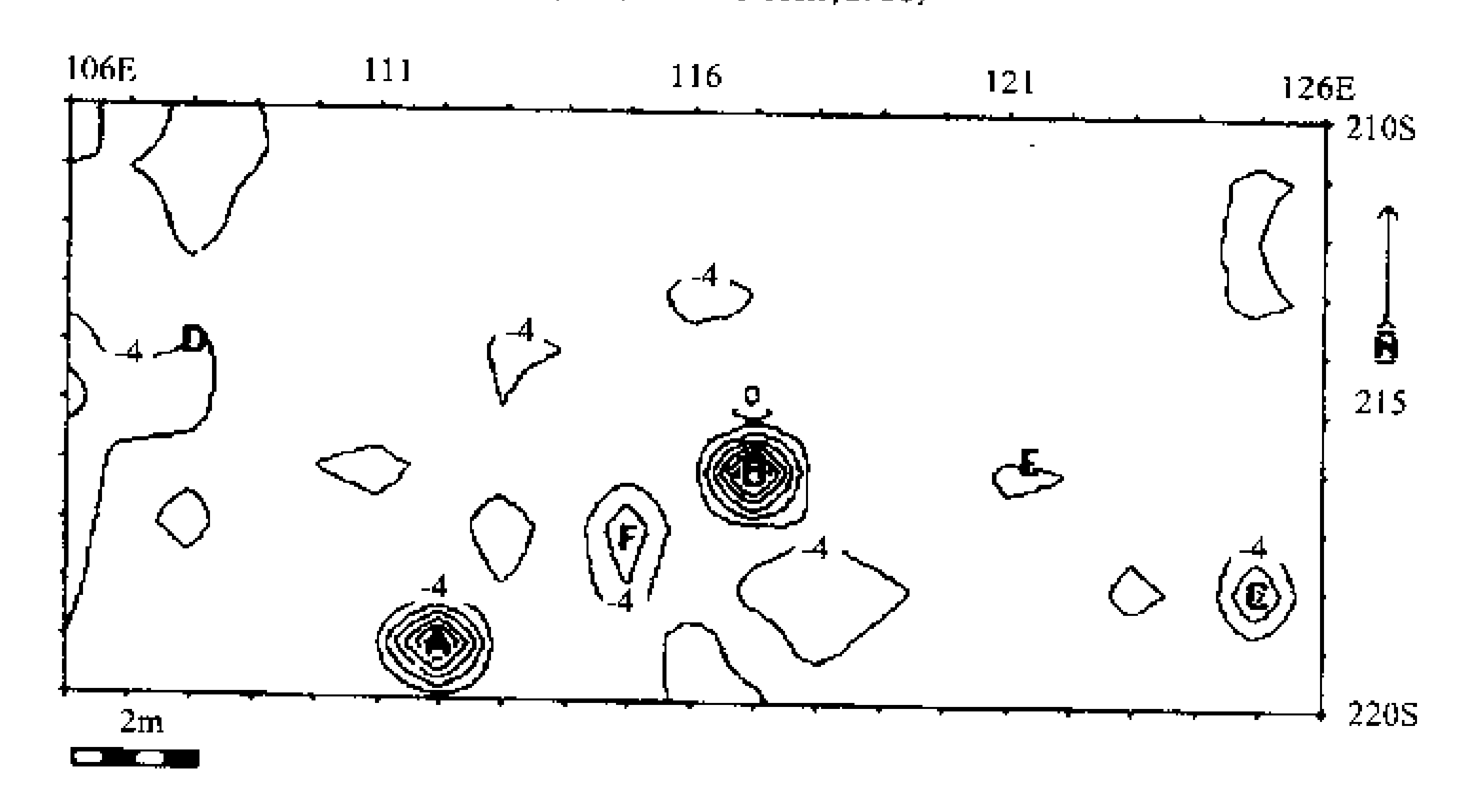


图 2-27 梯度异常图

(引自 T.H.Gidson,1986)

第三章 电 法

在考古勘查中，许多古遗存与其周围介质，往往都有电性方面的差别，例如：古墓，石室及砖室墓的电性固然与周围介质的电性差别大，就是土坑墓中的棺椁与土，墓坑中动过的土与周围没有动过的土，也都有差别；古建筑遗址，不管是砖石结构或夯土结构，与周围介质的电性差别也是明显的。而电法还是一种使用方便、比较经济的方法，因此，在考古地球物理探测中，电法（包括电磁法）是用得比较多的一种地球物理方法。

电法的类别很多，可以从不同的角度来分类，例如：

根据场源的不同，可分为主动源（或人工场源）电法（如电阻率法，充电法，激发极化法等）及被动源（或天然场源）电法（如自然电场法等）；

根据采用的电流的不同，可分为直流电法（如电阻率法，充电法等）及交流电法（如感应法，交流激发极化法等）；

根据地中电流是传导或感应的不同，可分为传导类电法（如电阻率法）和感应类电法（电磁法）；

还可根据观测点所处的空间的不同，分为地面电法、地下电法、海洋电法及航空电法。

在考古勘查中，目前已经应用或用得上的方法主要有电阻率法、激发极化法、探地雷达和自然电场法。探地雷达后来者居上，大有凌驾其他方法的趋势；但电阻率法仍然是用得比较多的一种电法，不过，在某些情况下，激发极化法也可补充它的不足，如本书第十章第四节所举北京市百泉庄古河道勘查的例子，就说明了这一点。下面对这些方法分别加以论述[6,8,40]。

第一节 电阻率法

一、电阻率法的理论基础

1. 电阻率与视电阻率

从电学中我们知道，要测量一个棒状物体的电阻率，只需在棒的两端贴上电极，通以电流，测量出电流 I 及棒两端的电位差 V，就可得出棒的电阻

$$R = V/I$$

而棒的电阻 R 是与棒的长度 L 成正比，与棒的横截面面积 S 成反比，即：

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

式中：比例常数 ρ，称为构成该棒的物质的电阻率。一般说来，设有某物质组成的 1 m 见方的立方体，则这一物质的电阻率，定义为电流流过该立方体对立两面之间时的电阻值，

单位为欧姆·米(Ω·m)。电阻率的倒数叫做电导率(用 σ 表示),其单位为西门子/米(S / m)或 1 / (欧姆·米)[1/ (Ω·m)]。

但用电阻率法探测的是地下介质的电阻率分布,而地下介质不可能是均匀、各向同性的物质,因而测量到的,往往不是真电阻率,而是构成地下介质的各种不同物质电阻率的综合反映,我们称之为视电阻率,用符号 ρ_s 表示。

当供电电流为交流电时,由于后面即将说到的激发极化效应,测得的电阻率一般为频率的复变函数,称为复电阻率。

2. 均匀各向同性半空间的点源电场

在探测地下介质的电阻率分布情况时,为了尽可能使问题简化,我们将地下介质看作是均匀、各向同性的,即作为一级近似,我们讨论的是均匀、各向同性半空间的电场问题。

电场是用电位(即相对于一参考点的电压,单位为伏特(V),以符号 V 表示)、电场强度(即大小等于电位梯度的空间矢量,单位为伏特/米(V/m),以 $\boldsymbol{E}$ 表示)和电流密度(即物质单位截面上通过的电流,单位为安培/米²(A/m²),以 j 表示)三个物理量来描述的,它们之间的关系可用以下二式表示:

$$dV = -\boldsymbol{E}dr \tag{3-1}$$

式中:dV 为电场中相距为 dr 的两点间的电位差,负号表示电场的方向指向电位降低的方向;而

$$\boldsymbol{E} = \rho j \tag{3-2}$$

式中:ρ 为介质的电阻率。由此可得电阻率定义的另一种表达方式:电阻率是电场强度与电流密度的比值。

测量地下介质的电阻率,是将两根电极插入地下,通以直流电流,然后测量由之形成的电位差而求得的。假如把每根电极与土壤接触的地方看成是一个向地下输送电流的点电源,于是就有两个点电源,一正一负。为了把问题搞得更清楚,我们先讨论一个点电源(另一个电极在无限远处)时的电场,然后讨论两个异性点电源的电场,从而得出电阻率法的最基本的计算公式。

(1)一个点电源的电场

如图 3-1 所示,地面 A 点有一个点电源(另一个电极在无限远处),电流为 I,地下介质的电阻率是均匀、各向同性的,因此由这个点电源形成的电场,将以点电源所在的位置 A 点为中心,呈半球状向介质各方分布。也就是说,在半径相等的半球面上任一点的电流密度都是相同的。因而在距 A 点的距离为 r 的 P 点的电流密度 j 为:

$$j = \frac{I}{2\pi r^2} \tag{3-3}$$

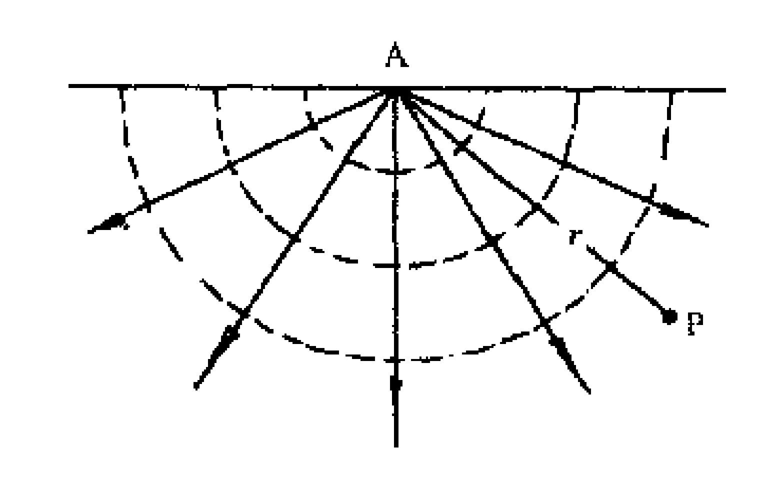


图 3-1 一个点电源电场剖面示意图

由(3-1)、(3-2)及(3-3)式,得 P 点的电场强度 $\boldsymbol{E}$ 为:

$$E=\rho j=\rho\frac{I}{2\pi r^2} \tag{3-4}$$

和距点电源的距离为 r 处的电位

$$V=\frac{\rho I}{2\pi r} \tag{3-5}$$

由上式可见，以A为球心的任一半球面上的电位都是相等的，即这些同心半球面都是等电位面，而由(3-3)、(3-4)、(3-5)式可见，当介质电阻率一定时，电场的电位 V、电场强度 $\boldsymbol{E}$ 和电流密度 $\boldsymbol{j}$ 与供电电流强度 I 成正比。

(2)两个异性点电源的电场

当地面有两个异性点电源，而且相距不太远时，它们共同形成的电场就是两个点电源分别形成的电场的叠加，这就是所谓叠加原理。

设在地面上A、B两点分别置一点电源，地下介质仍然是均匀、各向同性的。在电阻率测量中，这两个点电源就是供电电源的两极。令A为正极，B为负极，于是电流 I 将从A极传入地下，并由B极从地下流出，如图3-2所示。地下任一点M的电场应是A、B两个点电源的电场在M点的矢量和，而M点的电位也就是A、B两个点电源在M点形成的电位之和，即：

$$V_M=\frac{\rho I}{2\pi r_{AM}}-\frac{\rho I}{2\pi r_{BM}}=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{BM}}\right) \tag{3-6}$$

式中：r_{AM}是从A点到M点的距离；r_{BM}是从B点到M点的距离；ρ 是地下介质的电阻率。

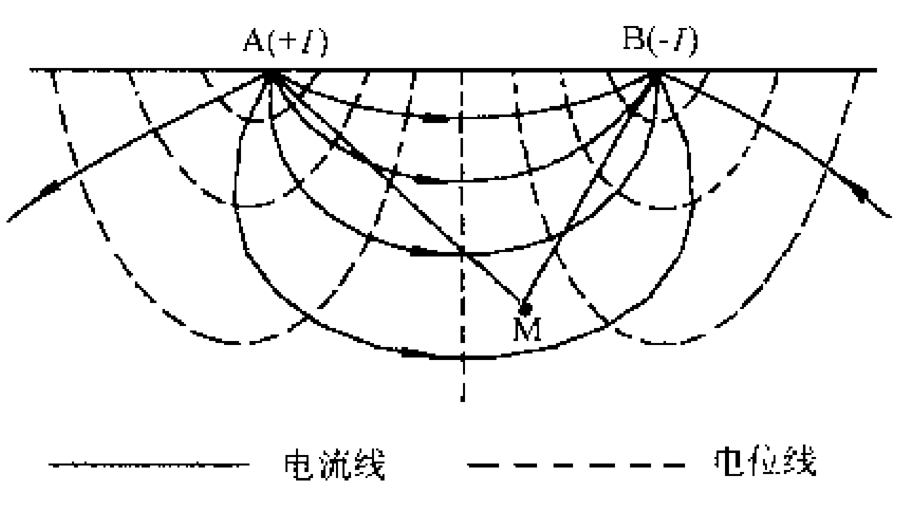


图3-2 两个异性点电源电场剖面示意图

由图3-2可见，为了增加探测的深度，就必须加大A、B之间的距离。

(3)均匀各向同性半空间介质的电阻率

上面谈的是两个异性点电源在均匀各向同性半空间中形成的电场，M是半空间里的任一点，就是说，它也可以位于半空间的上界面，(3-6)式表达的是M点的电位。同样可以求得半空间上界面上另一点N的电位，其数学表达式与(3-6)式类同，即：

$$V_N=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AN}}-\frac{1}{r_{BN}}\right)$$

于是M、N两点间的电位差

$$\Delta V=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{BM}}-\frac{1}{r_{AN}}+\frac{1}{r_{BN}}\right)$$

由之求得介质的电阻率

$$\rho=\frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{BM}}-\frac{1}{r_{AN}}+\frac{1}{r_{BN}}}\cdot\frac{\Delta V}{I} \tag{3-7}$$

在上式中，令

$$K=\frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{BM}}-\frac{1}{r_{AN}}+\frac{1}{r_{BN}}} \tag{3-8}$$

则(3-7)式简化为

$$\rho=K\frac{\Delta V}{I} \tag{3-9}$$

(3-9)式中的几个量：

ΔV 是 M、N 两点间的电位差(单位为伏特)，可以直接测量，是电阻率法在野外工作中主要的观测量，因而 M、N 就叫做测量电极或电位电极；

I 是供电电源向地下输送的电流(单位为安培)，也可直接测量，A、B 叫做供电电极或电流电极；

K 是一个只与电极 A、B、M、N 之间的相对位置和距离有关的量。电极的布置形式称为电极的排列或装置。只要电极排列确定，K 就是一个已知量，因之被称为排列系数或装置系数。

这里讲的是均匀、各向同性的介质，因此，由(3-9)式求得的电阻率是介质的真电阻率。前面已经谈到，地下介质不可能是真正均匀、各向同性的，因而在实际工作中，由(3-9)式求得的电阻率往往是视电阻率：

$$\rho_s=K\frac{\Delta V}{I} \tag{3-10}$$

视电阻率 ρ_s 与测点的电位 U、电场强度 $\boldsymbol{E}$ 及电流密度 $\boldsymbol{j}$ 有密切关系。根据(3-1)及(3-2)式，(3-10)式中的电位差可用积分形式表示：

$$\Delta V=\int_N^M \boldsymbol{E}_{MN}\mathrm{d}x=\int_N^M \boldsymbol{j}_{MN}\cdot\rho_{MN}\mathrm{d}x \tag{3-11}$$

式中：$\boldsymbol{E}_{MN}$为电位电极 MN 之间任意点沿 MN 方向的电场强度分量；$\boldsymbol{j}_{MN}$为该点沿 MN 方向的电流密度分量；ρ_{MN}为该点介质的电阻率；$\mathrm{d}x$ 为该点沿 MN 方向的长度单元。

将(3-11)代入(3-10)得：

$$\rho_s=K\frac{\int_N^M \boldsymbol{E}_{MN}\cdot\mathrm{d}x}{I}=K\frac{\int_N^M \boldsymbol{j}_{MN}\cdot\rho_{MN}\mathrm{d}x}{I}$$

当 MN 很小时，由上式得：

$$\rho_s=K\cdot\mathrm{MN}\frac{\boldsymbol{E}_{MN}}{I}=K\cdot\mathrm{MN}\frac{\boldsymbol{j}_{MN}}{I}\rho_{MN} \tag{3-12}$$

当地下无电阻率异常体，即介质为均匀、各向同性介质时，令介质的电阻率为 ρ，电位电极 MN 间的电流密度为 $\boldsymbol{j}_0$，于是上式为：

$$\rho_s=K\cdot\mathrm{MN}\frac{\boldsymbol{j}_0}{I}\rho$$

而此时的 ρ_s 应等于 ρ，因而：

$$\frac{K\cdot\mathrm{MN}}{I}=\frac{1}{\boldsymbol{j}_0}$$

代入(3-12)式得：

$$\rho_s=\frac{\boldsymbol{j}_{MN}}{\boldsymbol{j}_0}\rho_{MN} \tag{3-13}$$

由上式可见：视电阻率 ρ_s 与电位电极 MN 之间的电阻率 ρ_{MN} 成正比，且与供电电流 I 的大小无关。

3. 岩石及古遗存的电阻率

常见岩石和古遗存的电阻率[5,64,66]如表 3－1。

表 3－1　常见岩石及古遗存的电阻率

名称	电阻率(Ω·m)	名称	电阻率(Ω·m)	名称	电阻率(Ω·m)	名称	电阻率(Ω·m)
粘土	$1\sim1\times10^3$	砖	$>1\times10^2$	石灰岩	$1\times10^3\sim1\times10^6$	铜	1.6×10^{-8}
夯土	$10\sim30$	陶瓷	$>1\times10^{14}$	大理石	$1\times10^2\sim1\times10^5$	铁	9.0×10^{-8}
泥岩	$1\times10\sim5\times10^2$	地下水	$<1\times10^2$	木材	$>1\times10^{10}$	金	2.0×10^{-8}
砂岩	$2\times10\sim1\times10^3$	干燥空气	无限大				

二、野外观测方法与数据处理

根据需要解决的问题的不同，电阻率法有不同的观测方法。这些方法大致可分为电剖面法和电测深两类。前者的目的是探测地下介质电阻率在水平方向的变化，而后者的目的主要是探测地下介质电阻率在垂直方向的变化。

在介绍各种方法之前，先简要地讲一下电阻率法（以及激发极化法等）使用的各种排列类型。

1. 电极排列类型

电阻率法使用的排列，大致可分为两种类型：

(1)共线排列

共线排列是电流电极和电位电极排在同一条测线上。它又有以下一些类型：

①轴向偶极排列，这是一种偶极－偶极排列，如图 3－3a 所示。其装置系数为：

$$K = n(n+1)(n+2)\pi a$$

式中：a 为电位电极之间的距离，n 为正整数。

从电位电极对的中点和电流电极对的中点，各作一条与水平线成 45 度角的向下直线，轴向偶极排列观测的数据就标在这两条直线的交点上。

②单极-偶极排列，如图 3－3b 所示。其装置系数为：

$$K = 2n(n+1)\pi a$$

当 $n=1$ 时，单极-偶极排列称为三极排列。

单极-偶极排列的测量数据标在沿测线移动的电流电极和邻近的电位电极之间的中点之下。

③单极-单极排列，或称两极（twin electrode）排列及半温纳排列，如图 3－3c 所示。其装置系数为：

$$K = 2\pi a$$

单极-单极排列的测量数据标在沿测线移动的电位电极上，或标在沿测线移动的两个

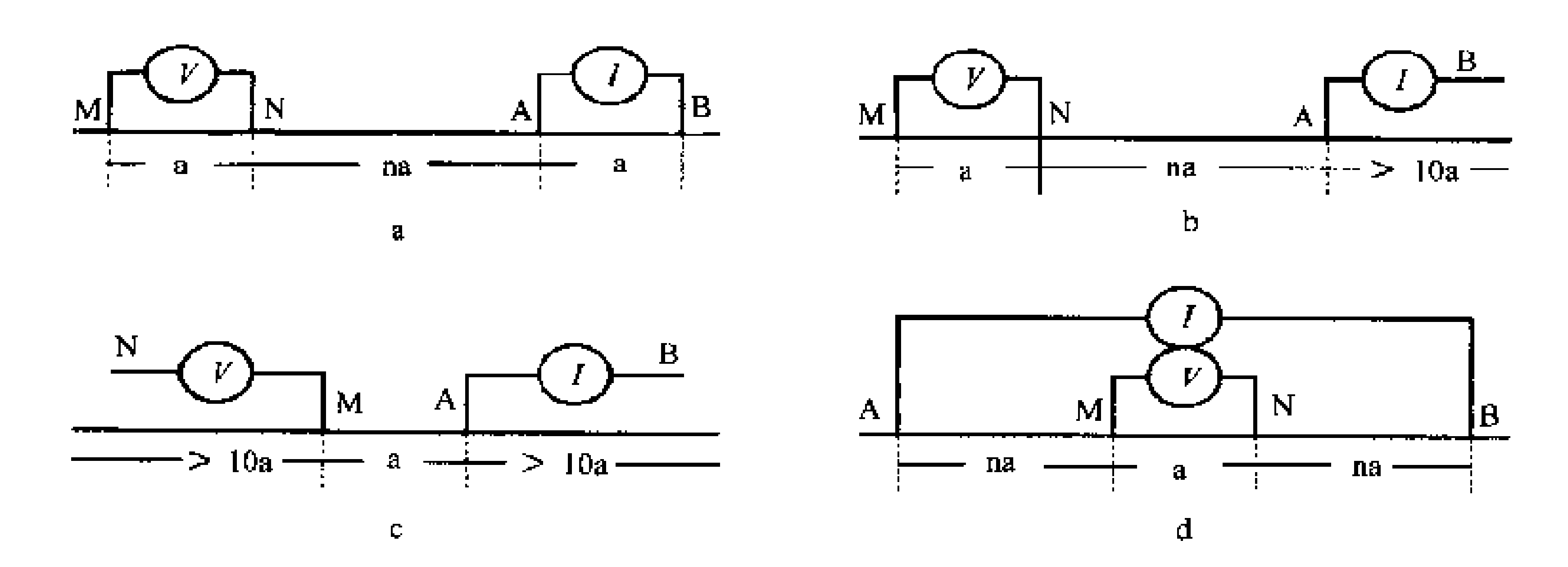


图 3-3　各种共线排列形式示意图

电极之间的中点上。

④对称四极排列，或称斯伦贝尔热(Schlumberger)排列，如图 3-3d 所示。其装置系数为：

$$K = n(n+1)\pi a$$

式中：$n>2$ 。

当 $n=1$ 时，排列形式称为温纳(Wenner)排列。温纳排列又有三种形式：

温纳 α 排列，即普通的温纳排列，中间两个电极是电位电极；测量数据标在电位电极的中点之下，AB/2 深度处；

温纳 β 排列，也有叫双偶极(double dipole)排列的，事实上是轴向偶极排列，头两个电极是电位电极；

温纳 γ 排列，电位电极与电流电极交替排列。

对称四极排列的一种变型叫梯度排列，或称 AB 矩阵排列，是不等距四极排列，即矩阵的网格是由相距很远的、固定的电流电极 AB 构成的，而电位电极则测量一个矩阵网格两点间的电压，下面即将讲到。

(2)不共线排列

不共线排列的电位电极对与电流电极对不在一条线上，这是偶极-偶极排列除轴向偶极排列以外的其他形式，如图 3-4 所示。

图 3-4 中：a 为平行排列，当四个电极位于方形的四角时，称为方形排列；b 为垂直排列；c 为赤道排列；d 为径向排列；e 为方位排列。

2. 电剖面法

电剖面法要解决的问题是地下介质的电阻率在我们感兴趣的深度上水平方向的变化。考古中与这种情况有关的问题主要是探测埋藏在地下的古墓及其他古建筑(如覆土之下的城墙、房屋基址、地道、矿坑、沟渠、池沼)以及古河道、基岩起伏等等，而它们又可简化为不同电性的球体、直立板状体、垂直与水平电性界面等各种模型。

针对要解决的具体问题的不同，电剖面法采取不同的电极排列形式，从而又形成几种常用的电剖面法。

(1)中间梯度法

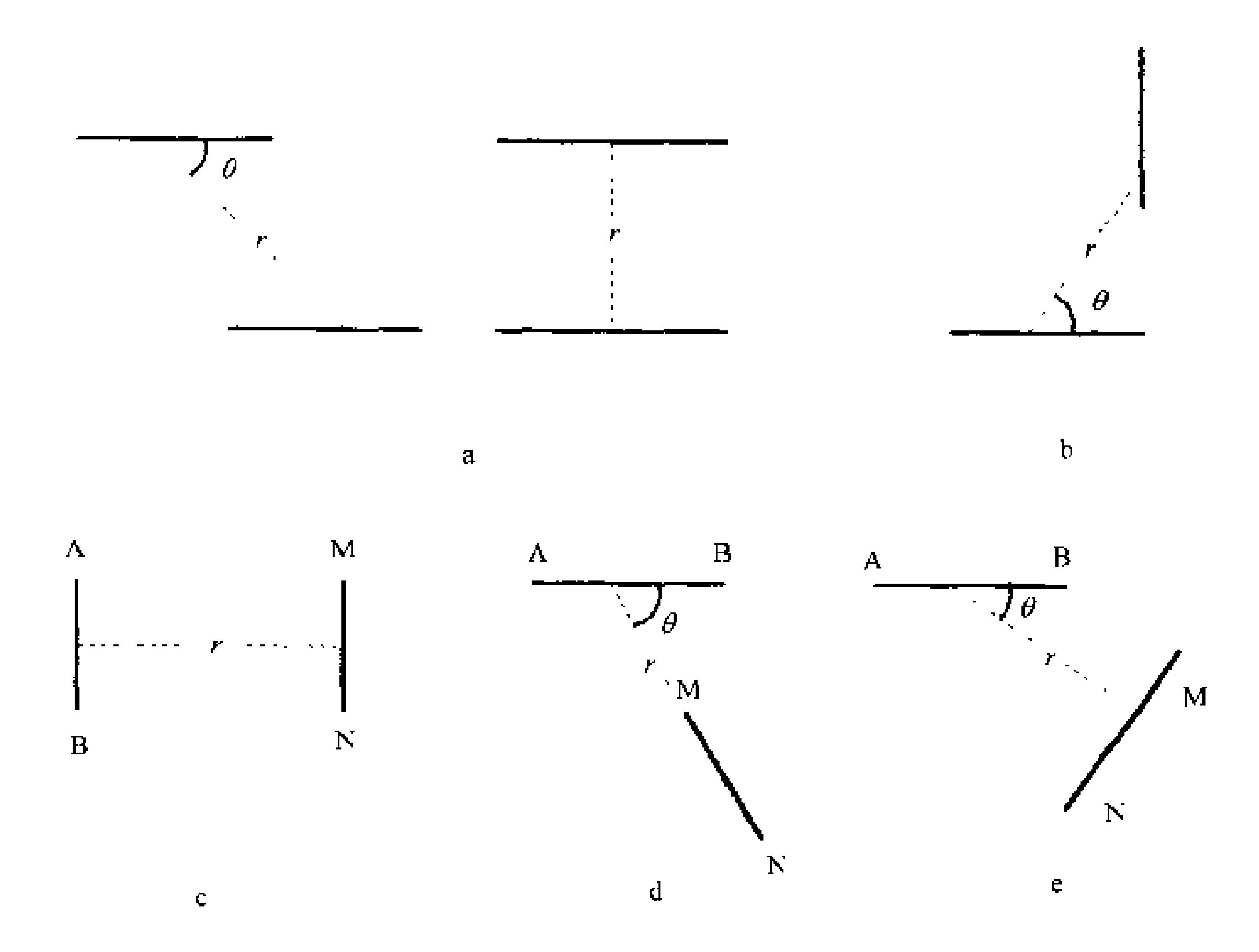


图 3-4　方位排列的几种形式

中间梯度法的电极排列就是前面提到的梯度排列。电流电极 A、B 放在我们需要探测的区间的两侧，相距很远，而且位置固定不变，而电位电极 M、N 在探测要求所能允许的范围内，尽可能靠近，且二者之间的距离固定。观测时，令电位电极在电流电极 A、B 中间移动，测量各点的电位差。有效的测量范围最好是电流电极 A、B 中部约占 AB 全长的 1/3 的区段。

中间梯度测量的装置系数按下式计算：

$$K=2\pi\cdot AM\cdot AN\cdot BM\cdot BN/MN(AM\cdot AN+BM\cdot BN) \qquad (3-14)$$

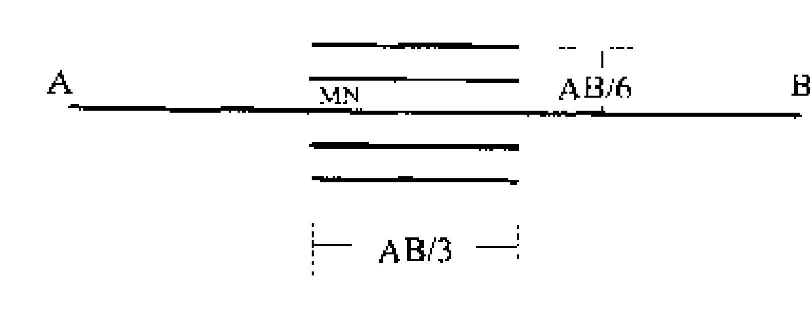


图 3-5　中间梯度测量布置示意图

由于 A、B 相距很远，A、B 中部的电流线是平行于地表的，在 A、B 联线两侧不太远(距 AB 联线约 AB/6)的范围内也基本如此。因此，中间梯度测量(或称梯度测量)不但可在 AB 联线上进行，而且可在 AB 联线两侧距 AB 联线AB/6 的范围内的几条平行于 AB 的测线上进行，也就是在电流电极 AB 之间的矩阵网格上进行，从而具有比其他电剖面法更高的生产效率，这是中间梯度法的一个明显的优点。图 3-5 是中间梯度测量布置示意图。

中间梯度法主要用来探测两个不同电性介质的垂直(或近乎垂直)接触面以及直立高阻薄板状体等。在考古工作中，类似于不同电性介质垂直接触面的情况较多，如古墓、城墙与其周围介质之间的接触面等。图 3-6 表示的是两种不同电性介质的垂直接触面。接触面两边介质的电阻率分别为 ρ_1 及 ρ_2。当电流通过接触面时，接触面两边电流密度的法线分量(j_{1n}及j_{2n})应该相等，即：$j_{1n}=j_{2n}$。假如在接触面两侧各取一截面为单位面积，

长度为 MN，且垂直于接触面的两根棒，于是，二棒的电阻将分别为 $\rho_1 \cdot MN$ 及 $\rho_2 \cdot MN$。令电位电极在接触面两侧测得的电位差分别为 ΔV_1 及 ΔV_2，则

$$\Delta V_1 = j_{1n}\rho_1 \cdot MN \qquad \Delta V_2 = j_{2n}\rho_2 \cdot MN$$

由此得：

$$\frac{\Delta V_1}{\Delta V_2} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \tag{3-15}$$

上式表明，接触面两边电位差的跃变与两边介质的电阻率跃变成正比。显然，MN 越小，跃变段越陡，接触面位置测定的分辨率就越高。但分辨率的提高，反过来又要求提高电位差的测量精度和加大供电的电流强度，这在实际工作中，又必然会受到限制。

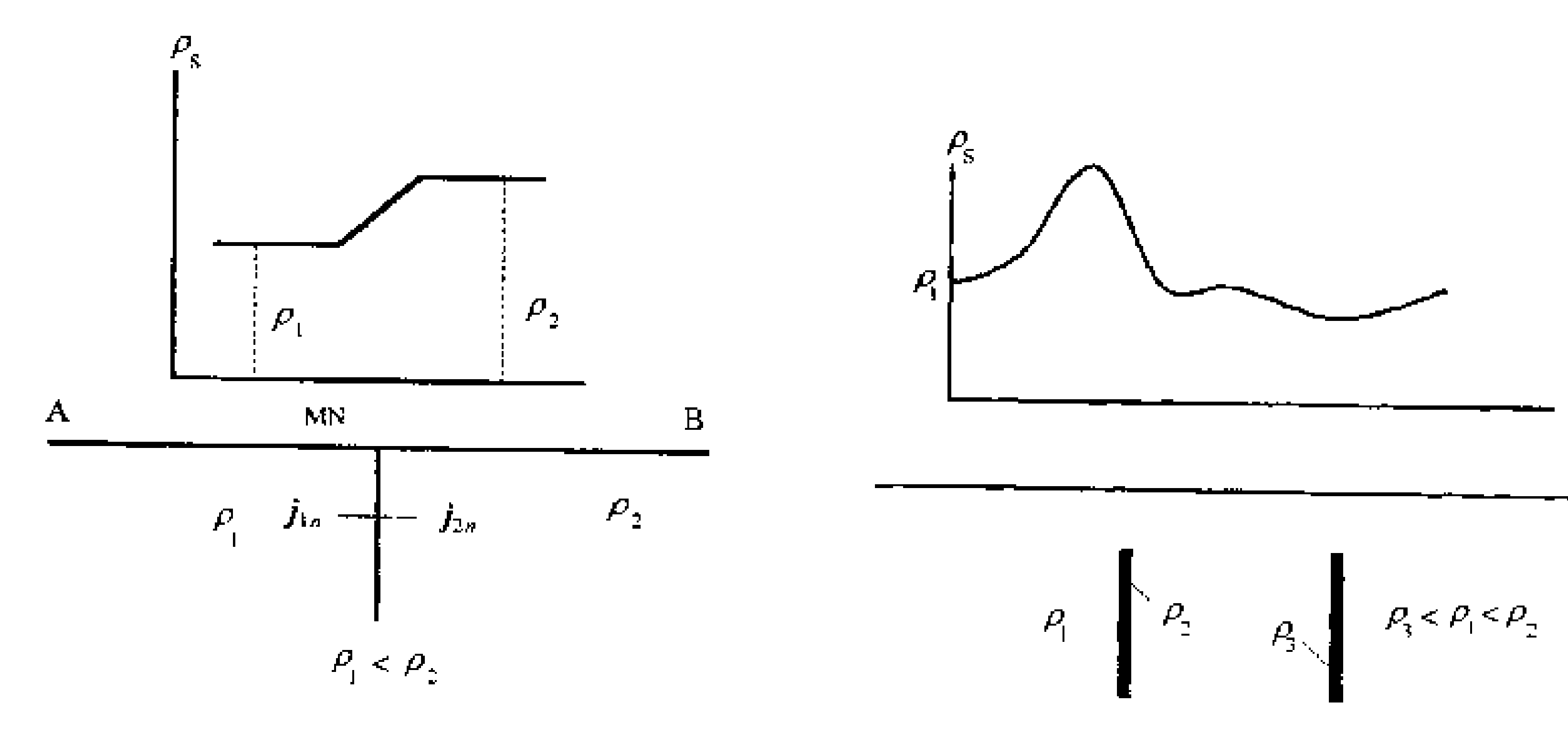


图 3-6 不同电性介质垂直接触面的中间梯度测量示意图

图 3-7 高阻及低阻直立薄板梯度测量示意图

图 3-7 为用中间梯度法探测高阻及低阻直立薄板的示意图。由图可见，高阻薄板引起了明显的视电阻率异常，而低阻薄板的异常不显著，但对倾斜的良导薄板仍然能产生明显的异常。

(2)联合剖面法

在联合剖面法中，我们采用的是单极-偶极排列，即将两个供电电极之一放在远离测区的地方，于是排列的形式为 AMN∞(B 电极放在无穷远处)或∞MNB(A 电极在无穷远处)。实际上，A、B 两个电极都未放在无穷远处，而是在远处安置另一个电极 C，它在 AMN∞排列中代替 B 电极，而在∞MNB 排列中代替 A 电极。C 电极一般安置在测线的中垂线上。当它与测线的距离为电流电极 A、B 到 M、N 中点的距离 5 倍以上时，我们就认为 C 电极是放在无穷远处。一般取电极距 AM(或 BN)为 MN 的整数倍。如令 MN = a，则 AM(或 BN) = na，n 为正整数。当 AM(或 BN) = MN 时，称为三极装置。所谓联合剖面法，就是将两个单极-偶极装置 AMN∞与∞MNB 结合起来，A、M、N、B 四个电极沿测线移动，并保持其相互的距离不变。在每一个测点(测点即 MN 的中点 O)，借助于转换开关，测两组数据：一组为 AMN∞排列的数据，并由(3-10)式求得相应的视电阻率：

$$\rho_s^A = K_A \frac{\Delta V_A}{I}$$

另一组为∞MNB 排列的数据，也由(3-10)式求其视电阻率：

$$\rho_s^B = K_B \frac{\Delta V_B}{I}$$

两式中：
$$K_A = 2n(n+1)\pi a = K_B \tag{3-16}$$

因此，联合剖面法求得的是两条视电阻率曲线，即曲线 ρ_s^A 及 ρ_s^B。

联合剖面法主要是用来寻找不同电阻率介质垂直接触面、空洞和直立的良导体等。图 3-8 是在直立良导薄板上联合剖面测量视电阻率曲线示意图。

联合剖面法两个电流电极中有一个位于无穷远处，因此，它是属于点电源电场，其电流线在均匀各向同性介质中呈辐射状分布。

我们现在来定性地分析一下联合剖面视电阻率曲线的变化情况。

先看 AMN 电极由左向右移动时 ρ_s^A 的变化。当排列离良导薄板很远时，得到的视电阻率即为介质的真电阻率 ρ_1；当排列慢慢接近薄板时，薄板“吸引”A 极的电流而使电位电极 MN 之间的电流密度逐步增大，从而使视电阻率值逐步变大，曲线慢慢上升；但当排列靠近良导薄板时，由于薄板的“吸引”作用很大，而电位电极已接近薄板上方，因而电位电极之间的电流密度反而减少，也就相应地减小了视电阻率值，以致视电阻率曲线在到达极大值后，急剧下降；当电位电极越过薄板，而 A 电极在薄板的另一侧时，电流大多被薄板“吸引”，视电阻率值达最小值，曲线下降到最低点；而当排列都位于薄板的右侧并逐步远离薄板时，电位电极之间的电流密度增大，视电阻率值相应增大，曲线逐步上升；最后，当排列离薄板相当远时，得到的视电阻率值又慢慢接近介质的真电阻率 ρ_1。

图中虚线表示的是 ρ_s^B 曲线，其变化情况刚好与 ρ_s^A 相反。两支曲线在直立薄板的顶部相交，交点左侧的 $\rho_s^A > \rho_s^B$，右侧反是，这样的交点称为联合剖面曲线的“正交点”。

由图可见，ρ_s^A 与 ρ_s^B 曲线除在薄板上方的交点外，只在离薄板很远的两端才重合。两端重合带之间的区域一般称为联合剖面曲线的歧离带，良导薄板的联合剖面 ρ_s^A 与 ρ_s^B 曲线的歧离带表现明显。

现在我们再来看看高阻薄板联合剖面测量的情况。图 3-9 是直立高阻薄板联合剖面观测示意图。

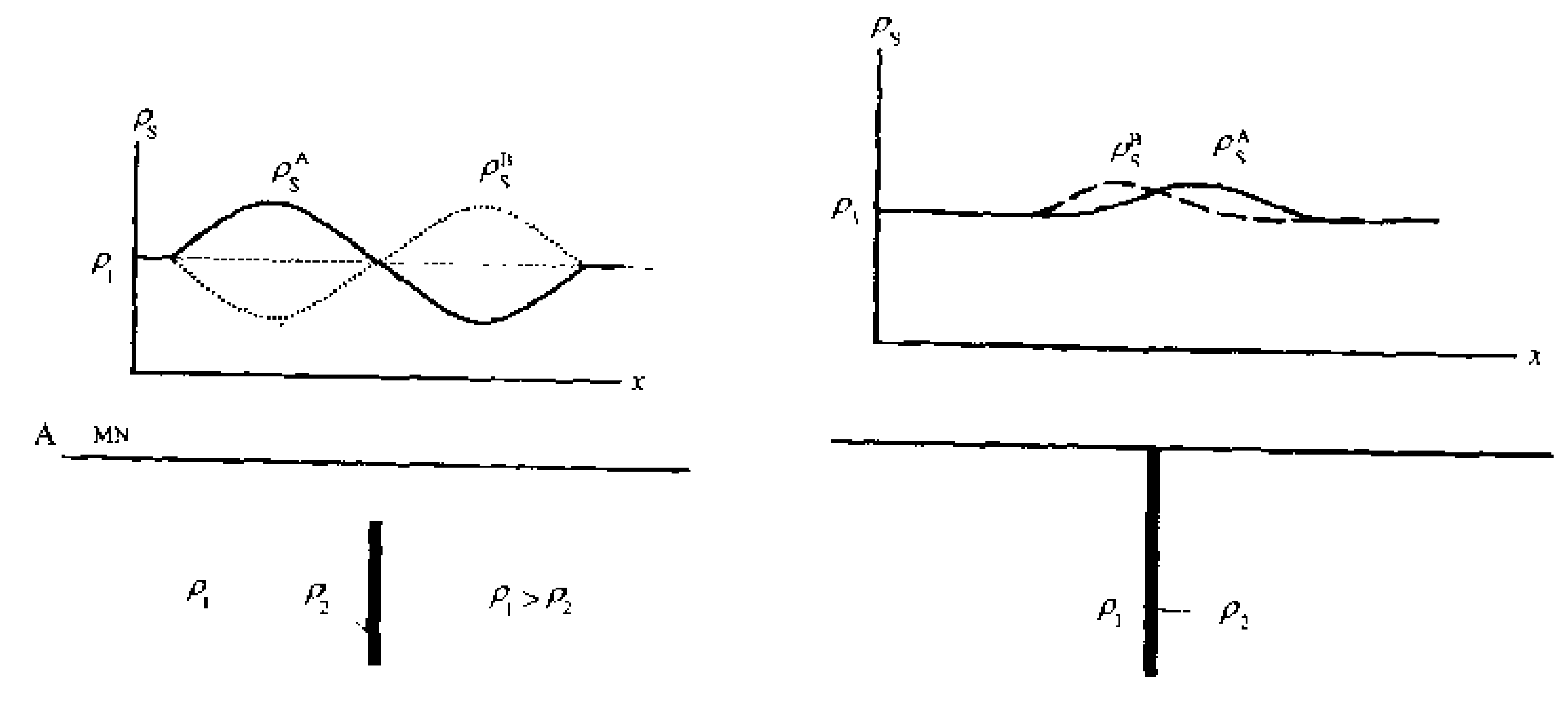


图 3-8 直立良导薄板联合剖面观测示意图

图 3-9 直立高阻薄板联合剖面观测示意图

直立高阻薄板与直立良导薄板不同，当电极排列向它靠近时，它对电流线的影响是

"排斥"作用。以 ρ_s^A 曲线为例,当电极排列离高阻薄板很远时,薄板对电场的影响未能影响到电位电极 MN 之间的电场,由 MN 测量结果求得的是介质的真电阻率;当排列向薄板逐步接近时,薄板对电流线的排斥作用使 MN 之间的电流密度减小,从而使 ρ_s^A 之值减小,曲线下降;但当排列极为靠近薄板时,由于薄板与电极的相对位置和薄板对电流线的"排斥",反而使 MN 之间的电流密度逐渐增加,因而 ρ_s^A 值增大,曲线转而上升;这样一直到 A 电极到达薄板顶部,ρ_s^A 为极大值;然后,排列到达薄板右侧,ρ_s^A 值逐步变小、曲线下降;随着排列之远离薄板,曲线逐步接近介质的真电阻率值 ρ_1。

ρ_s^B 的曲线以薄板为轴,与 ρ_s^A 曲线刚好左右相反,两支曲线也在薄板的顶部相交,但交点的左侧 $\rho_s^A<\rho_s^B$,右侧反是,这种交点称为联合剖面曲线的"反交点"。

值得指出的是:高阻薄板的联合剖面视电阻率曲线 ρ_s^A 及 ρ_s^B 虽然在薄板的顶部也有交点,但这里是反交点,而良导薄板上方是正交点,而且从总体上看,高阻薄板的 ρ_s^A 及 ρ_s^B 曲线几乎相互重合,岐离带远不如良体薄板岐离带那样明显,这是高阻与良导薄板之间的差别。

低阻及高阻球体上的联合剖面视电阻率曲线与直立板状体的视电阻率曲线形态类似。

在两种不同电阻率介质的垂直接触面上,联合剖面的两支视电阻率曲线都有明显的变化,如图 3-10 所示。

应用联合剖面法时,还须注意以下几个问题:

①表层电性不均匀性的影响

在实际工作中,探测目标的上方往往有覆盖层,而且覆盖层又往往是不均匀的。由(3-13)式可知,视电阻率是与电位电极间的电阻率 ρ_{MN} 成比例的。当电位电极间的电阻率变化(即盖层电性变化)时,视电阻率也随之变化,但它并不反映深部探测目标的性质。不过,表层电性的变化对联合剖面两支视电阻率曲线产生的影响是一样的,即表层高阻处,两支曲线都出现高值;表层低阻处,两支曲线都出现低值,形成两支曲线同步上下起伏的情况。理论研究证明,当 AO 大于不均匀体半径的 5 倍时,不均匀体对两支曲线的影响是大体相等的,即由不均匀体引起的 ρ_s^A 及 ρ_s^B 变化之值:

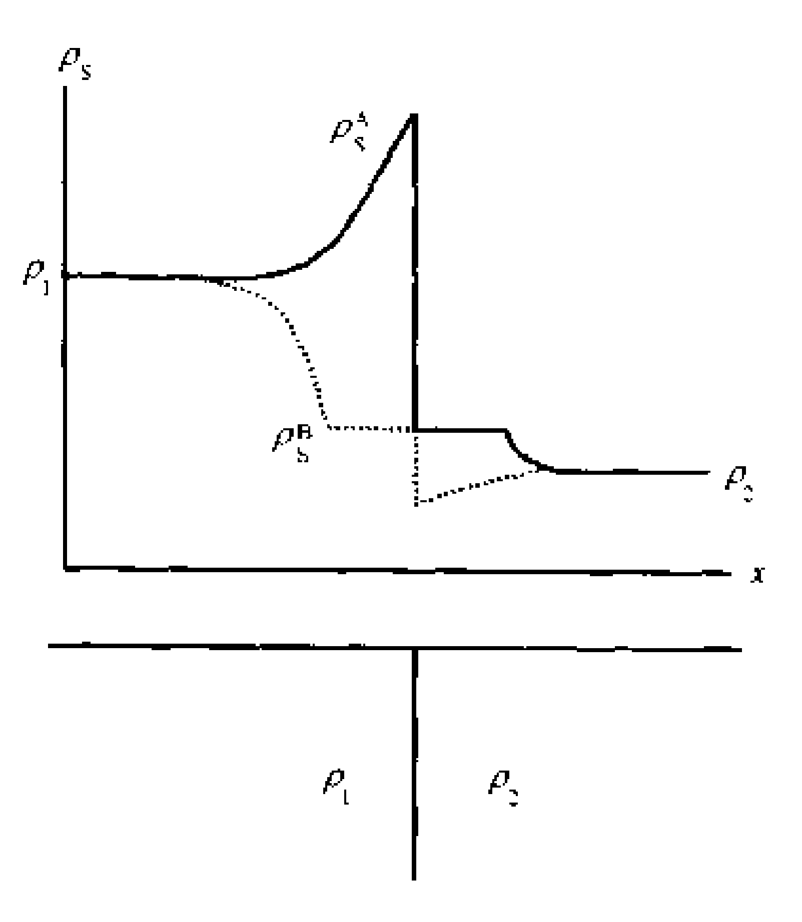


图 3-10 垂直接触面上方联合剖面视电阻率曲线示意图

$$\rho_s^{A'} = \rho_s^{B'}$$

因而可以用 ρ_s^A 及 ρ_s^B 相互取比值来消除表层局部不均匀性的影响,于是获得两支新曲线:

$$F^A = \frac{\rho_s^A}{\rho_s^B}$$

及
$$F^{B} = \frac{\rho_s^B}{\rho_s^A}$$

F^A 及 F^B 曲线消除了表层不均匀性的影响，而保留了探测目标的特征。

②地形的影响

为了消除地形的影响，一般采用下列公式来进行地形改正：

$$\rho_s^C = \rho_s^m / \left(\frac{\rho_s}{\rho_0}\right)^T \qquad (3-17)$$

式中：ρ_s^C 为进行地形改正后的 ρ_s 值；ρ_s^m 为实测的 ρ_s 值；$\left(\frac{\rho_s}{\rho_0}\right)^T$ 是用理论计算或模型实验所得到的以介质的电阻率 ρ_0 为单位的、纯粹由地形引起的 ρ_s 值。

③假交点

在联合剖面观测中，两支视电阻率曲线交点的出现，并不一定反映地下有良导薄板，有可能是别的因素造成的，下面就是几个例子。

首先就是地形的影响。假设有个"V"字形山谷（如图 3-11），两侧的山坡在垂直山谷轴线的方向上很长。当我们在垂直轴线方向的测线上进行联合剖面观测时，在谷底的位置上，ρ_s^A 及 ρ_s^B 曲线也会出现一个"正交点"。不过对这类正交点不要轻易否定，要防止谷底刚好与直立良导体的位置一致。

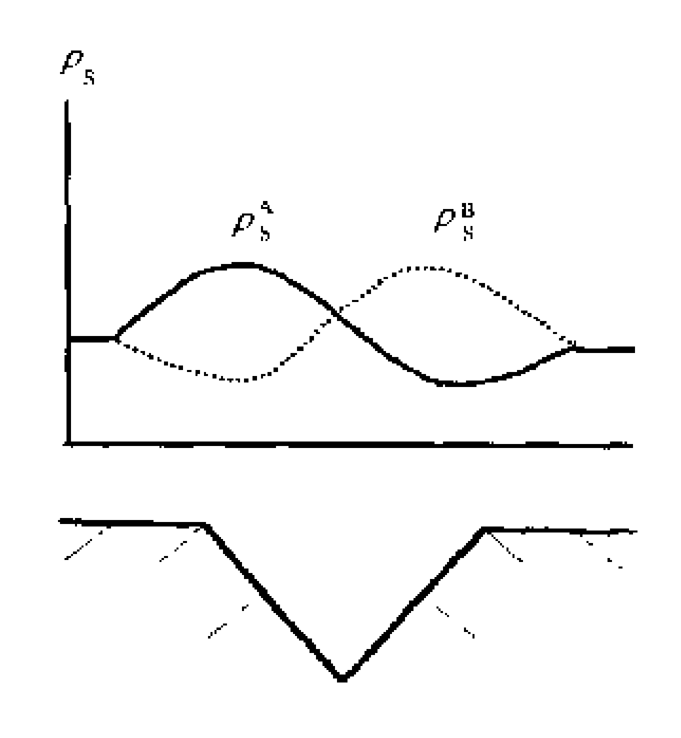


图 3-11 地形影响示意图

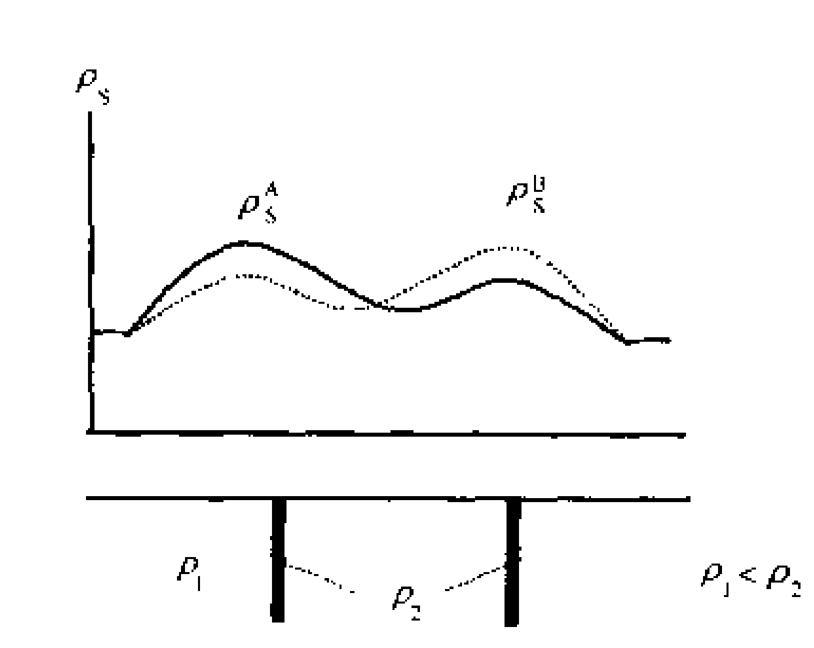


图 3-12 平行高阻薄板的联合剖面曲线示意图

其次，如有两个平行直立高阻薄板（如图 3-12），而电极距 AO（在 AMN∞排列中，A 至 MN 中点的距离，或在∞MNB 排列中，B 至 MN 中点的距离）大于两薄板之间的距离时，在两薄板之间也会出现一个"正交点"。但在这种情况下，交点两侧的 ρ_s^A 及 ρ_s^B 在高阻薄板上都会出现极大值，只是 ρ_s^A 在右边薄板上的极大值较左边薄板上的极大值小，而 ρ_s^B 在左边薄板上的极大值较右边薄板上的极大值小一些。

④交点位移

当良导薄板倾斜时，由于 ρ_s^A 及 ρ_s^B 曲线不对称而使交点位移，但位移的距离不大，而且位移的方向就是薄板的倾向，如图 3-13 所示。

如果有两块平行直立良导薄板，大小相等，当 AO 等于两薄板之间的距离时，正交点

在薄板的顶部没有出现,反而出现在两薄板之间。而当 AO 大于或小于两薄板之间的距离时,在两薄板的上部才出现正交点。

为了解决这方面的问题,可以采用不同电极距在同一测线上观测的方法。

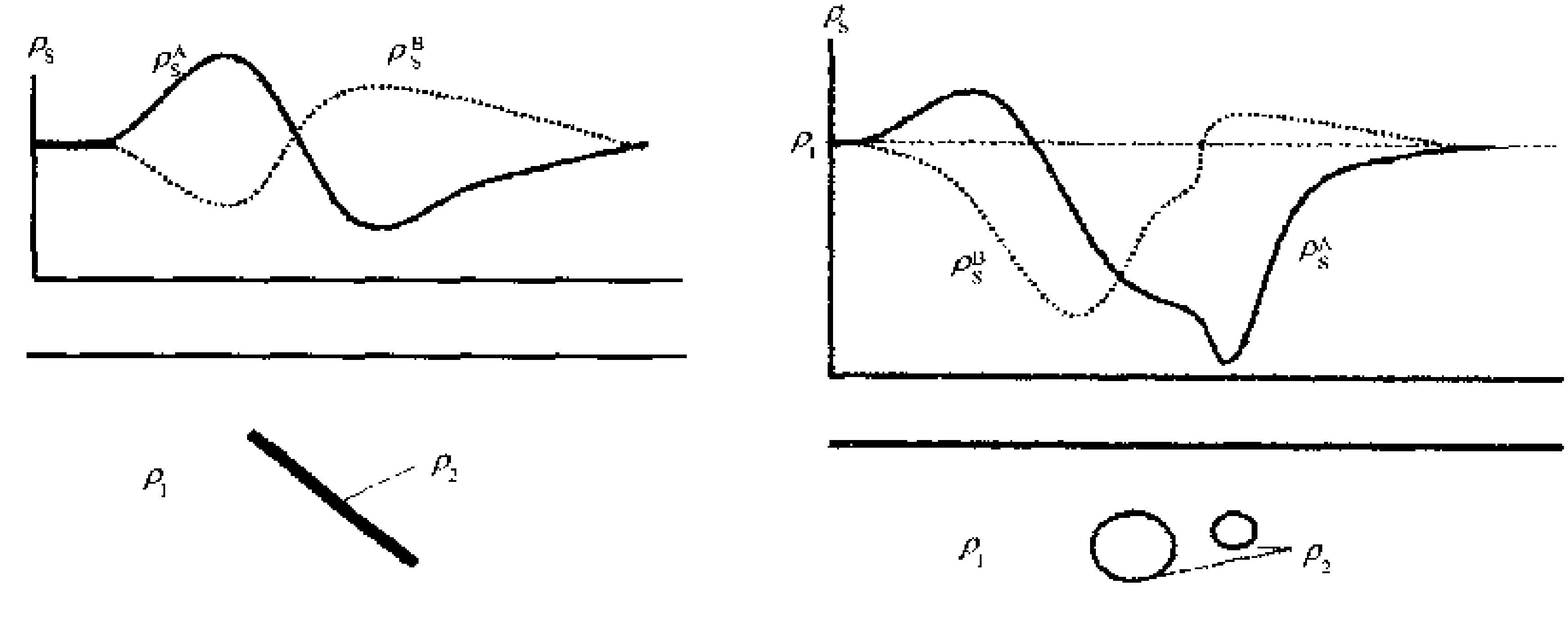


图 3-13 交点位移示意图

图 3-14 交点消失示意图

⑤交点的消失

设地下有大小不等的良导球体,当它们之间的距离大于 AO 时,在导体的上面会出现 ρ_s^A 及 ρ_s^B 曲线的正交点;而当它们之间的距离小于 AO 时,由于小球体产生的异常处于大球体的岐离带上,小球体上方的交点可能消失,但在小球的位置上,两支视电阻率曲线都产生畸变(图 3-14)。这个问题可采取改变电极距的办法来解决。

从上述情况可以看到,在联合剖面法中,不论是解决交点位移或交点消失问题,采用较小的电极距是有利于问题的解决的。但缩小电极距又可能引起观测精度及探测深度等方面的问题,因此,在新的地区开展联合剖面观测时,同其他物探方法类似,尽量掌握有关探测目标的先验信息是十分重要的。

(3)对称四极剖面法

对称四极剖面法(或叫对称剖面法)采用对称四极排列,即斯伦贝尔热排列。A、M、N、B 四个电极排列在同一测线上,而且相对于 M、N 的中点 O 对称分布,O 点就是测点。A、B 间的距离取决于探测的深度,一般认为:

探测深度 $h = AB/2$

MN 之间的距离一般为 AB 距离的 1/3 到 1/5。在一个测点上的测量完成之后,四个电极同时移动,移动的距离都等于相邻两测点间的距离。

在对称剖面法中,令 MN $= a$,而 AM $=$ BN $= na$,BM $=$ AN $= (n+1)a$,故由(3-8)式:

$$K = \pi \frac{r_{AM} \cdot r_{AN}}{r_{MN}} = n\,(n+1)\pi a \tag{3-18}$$

然后根据(3-18)及(3-10)式,由实测的 ΔV 及 I 值求得 ρ_s 值。

对称剖面法也可采用温纳排列,即 A、M、N、B 四个电极排列在同一测线上,各相邻电极间距离都等于某一选定的距离 a。这时,$K = 2\pi a$。

此外,由对称剖面法测得的 MN 之间的电位差 ΔV_{AB},根据电场的叠加原理,相当于

单极-偶极排列中 A 极在 MN 之间产生的电位差 ΔV_A 和 B 极在 MN 之间产生的电位差 ΔV_B 之和，即：

$$\Delta V_{AB} = \Delta V_A + \Delta V_B$$

由此式及(3－10)式得：

$$\frac{\rho_s^{AB}}{K_{AB}} = \frac{\rho_s^A}{K_A} + \frac{\rho_s^B}{K_B}$$

式中：K_{AB}为对称剖面法中的装置系数，由(3－18)式确定；K_A 及 K_B 分别为 AMN∞及∞MNB排列时的装置系数，由(3－16)式确定，即：

$$K_A = K_B = 2K_{AB}$$

故：

$$\rho_s^{AB} = \frac{1}{2}\ (\rho_s^A + \rho_s^B) \tag{3-19}$$

由上式可以看出，当对称剖面与联合剖面的 A、M、N、B 电极距相同时，对称剖面中某测点的 ρ_s^{AB} 值，等于联合剖面法中相应测点的 ρ_s^A 及 ρ_s^B 值的平均值。根据这个结论，我们可以由联合剖面法的视电阻率曲线求得相应的对称剖面法的视电阻率曲线。但正是由于对称剖面法视电阻率曲线是联合剖面法两支视电阻率曲线的平均值，那些能用联合剖面法两支曲线的交点和岐离带勾绘出来的地下介质的特征，如不同电性介质的直立接触面、直立良导薄板等等，在对称剖面的曲线上就反映得不那么明显了。但对称剖面法在寻找覆盖层下界面的起伏以及探测水平方向的岩性变化方面，可以起到较好的作用。

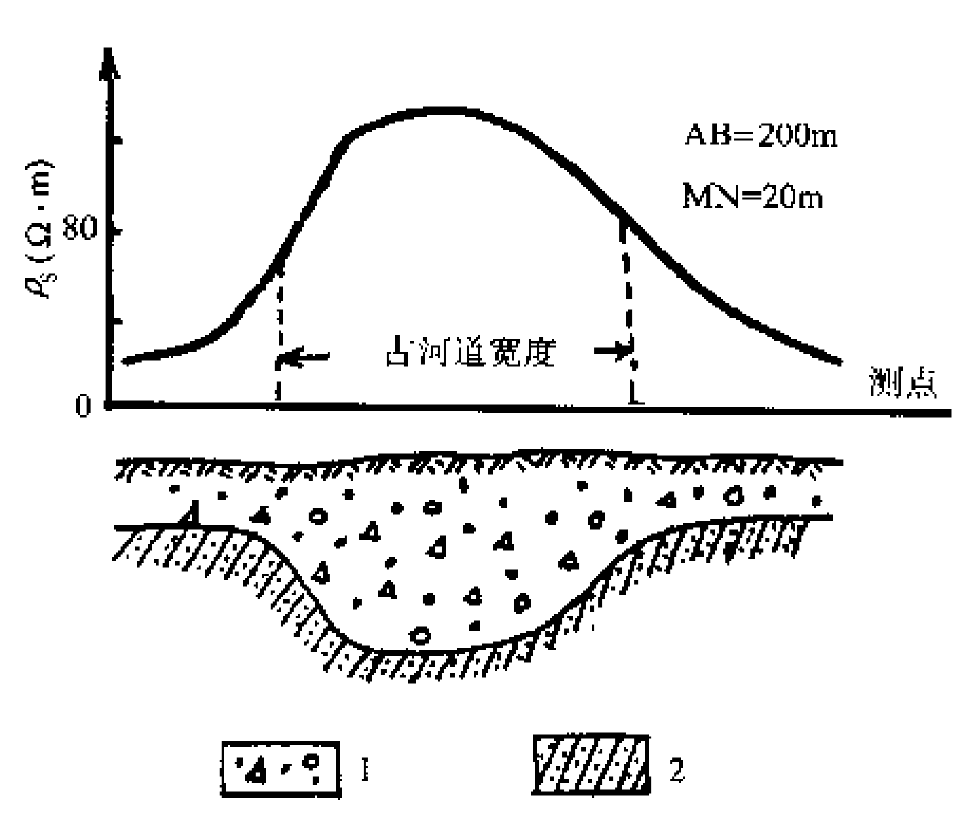


图 3－15 横穿古河道的对称剖面视电阻率曲线图
(引自文献[40])
1.砂卵石；2.砂粘土

图 3－15 为横穿某地古河道的对称剖面视电阻率曲线图[40]。河底及两岸为砂粘土，电阻率较低，而河床充填物及盖层为砂卵石，电阻率较高。

由图可知，在探测盖层下岩层起伏时，要特别注意下伏岩层的电阻率与盖层电阻率的相对关系。当下伏岩层的电阻率大于盖层的电阻率时(这是通常遇到的情况)，视电阻率曲线上升，反映下伏岩层顶面的上升；而当下伏岩层的电阻率小于盖层的电阻率时，视电阻率曲线的上升，反映的是下伏岩层顶面的下降。假如不知道工作区内下伏岩层的电阻率，可以在工作正式开始前进行不同电极距的观测试验。如果小极距排列所得的视电阻率值小于大极距排列所得的视电阻率值，则下伏岩层为高阻，否则为低阻。因为大极距更多的是反映深部介质的电性。

当在同一工作区内，下伏岩层的电阻率相对于盖层的电阻率有时为高阻，有时为低阻时，最好通过试验，选一长、一短两种电极距的排列同时进行观测。

(4)偶极剖面法

偶极剖面法的四个电极 AB 和 MN 均按偶极形式排列，供电电极 A、B 作为一组，测

量电极 M、N 作为一组，四个电极沿测线排列，即偶极-偶极排列中的轴向偶极排列。往往取 AB = MN = a，取供电电极和测量电极之间的距离 BM = na，n 为正整数，于是装置系数

$$K = n(n+1)(n+2)\pi a$$

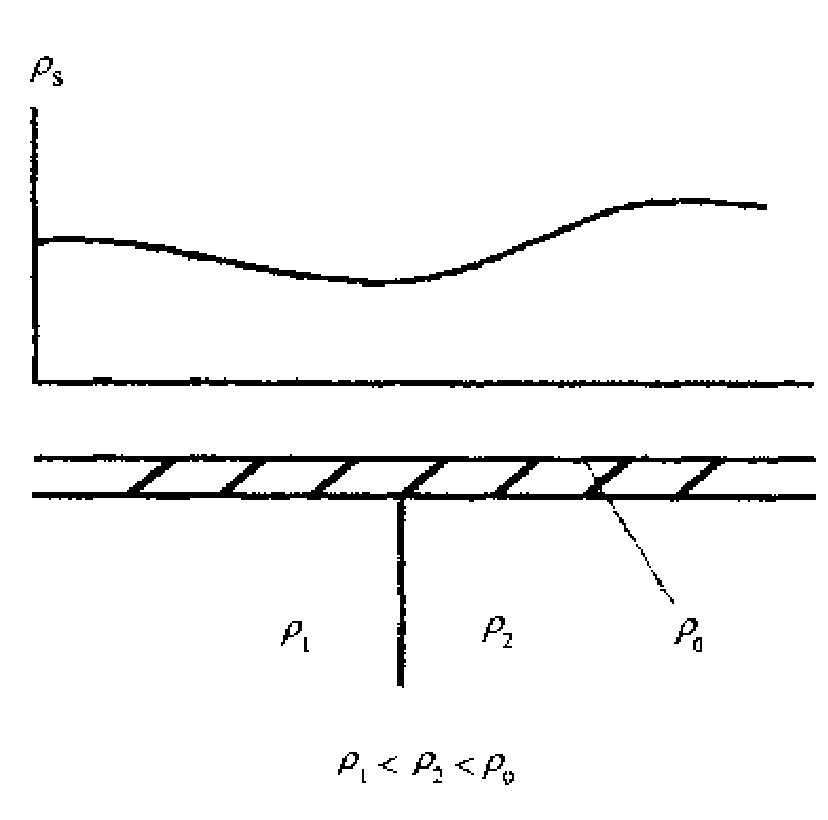


图 3 - 16　高阻覆盖层下垂直接触面的偶极剖面视电阻率曲线示意图

偶极剖面法一般用于寻找导体或不同电性介质的垂直接触面等。图 3 - 16 为高阻浮土覆盖下垂直接触面的偶极剖面视电阻率曲线示意图。这里值得指出的有两点：一是浮土覆盖使各种剖面法的视电阻率曲线变得比较平滑；二是浮土电阻率比下伏地层低得多时，各种剖面法的视电阻率曲线将反映不出垂直接触面的存在。

有时将偶极剖面的温纳 β 排列（双偶极排列）与对称剖面的温纳 α 排列结合起来探测，可以取得相当满意的结果。如伦敦北边圣奥尔本斯两个古罗马时代建筑物的探测，就是一个例子[65]。

图 3 - 17 为通过这两座建筑物遗址的电剖面测量结果，W 表示的是温纳 α 排列测量的视

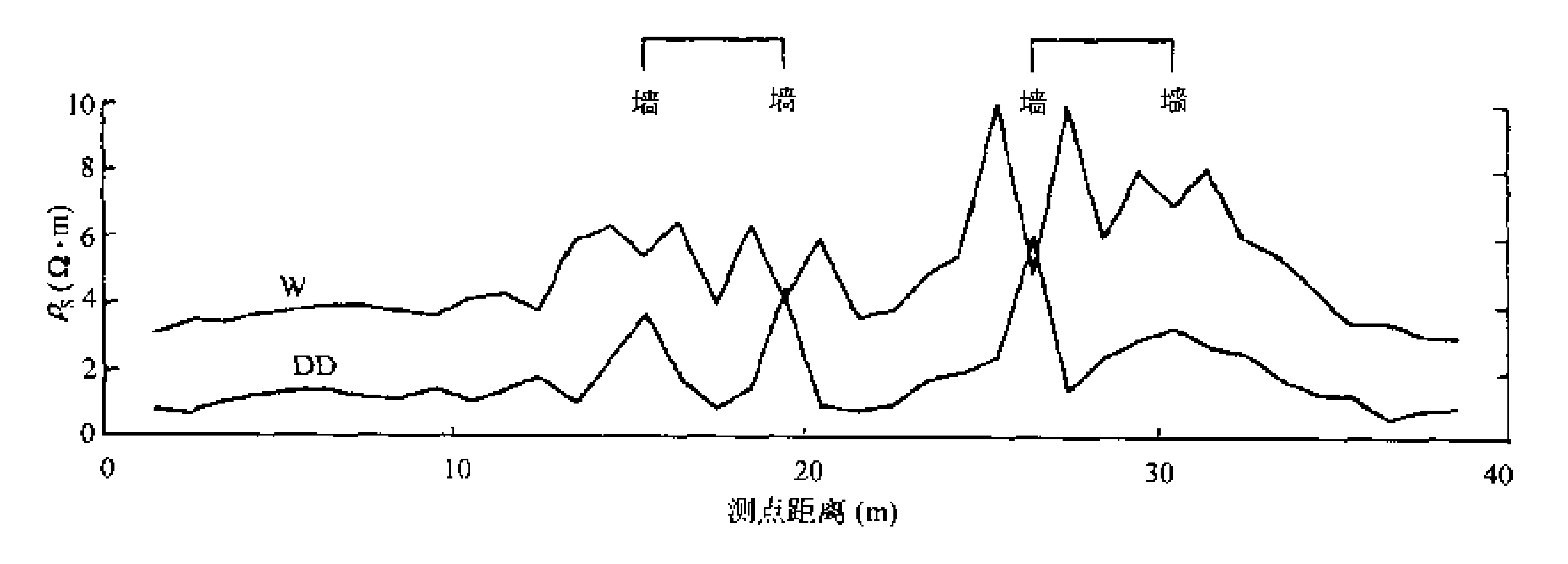


图 3 - 17　圣奥尔本斯的温纳 α 排列与温纳 β 排列综合观测成果图
（引自 A. J. Clark, 1990）

电阻率曲线，DD 表示的是温纳 β 排列测量的视电阻率曲线。前者对建筑物墙的反映不如后者明显。

3. 电测深

在考古工作中，我们往往只知道我们想要探测的目标可能在哪个区域内以及它的大致埋藏深度而不知道它的真正深度，这时就要求在工作区域内对这个深度范围进行探测，即了解介质垂直方向电性的变化。在电阻率法中，这种探测介质电性垂向变化的方法叫

做电测深。

上面已经谈到，电阻率法测量的深度是由电极距 AB 决定的，而且一般取探测深度为 AB 的 1/2。因此，想要了解一个测点下方介质电性的垂向变化，就应在这个测点上采用一系列不同大小的电极距进行测量，使探测由浅而深，一直达到我们要求的最大探测深度为止。

根据要解决的问题的不同，电测深也采用不同的电极排列方式。而根据电极的排列方式的不同，电测深法可分为对称四极电测深、三极电测深、偶极电测深等方法。目前常用的是对称四极电测深法，下面就以对称四极电测深为例介绍电测深方法。

(1)对称四极电测深的电极排列

对称四极电测深的电极排列与上面介绍的对称剖面法相同，不同的是在同一测点上采用一系列大小不同的电极距进行 ·系列不同深度的探测。为了使测深曲线较好地反映介质垂向上电阻率的变化，即让测得的视电阻率所对应的深度点在图上分布得比较合理，供电电极距的变化应按下式选择：

$$2 \geqslant (AB)_{n+1}/(AB)_n \geqslant 1.2$$

由于电测深求得的 ρ_s 值一般都用模数为 6.25cm 的双对数坐标纸绘出，以 AB/2 为横坐标，ρ_s 值为纵坐标。因此，在实际工作中，常取

$$(AB)_{n+1}/(AB)_n = 1.5$$

这时，在对数坐标上每改变一次 AB 电极距，相当于在图上移动 1cm 的距离，ρ_s 数据点在图上的分布就比较均匀。为了工作方便，AB 应当取整数。而当 AB 电极距变化时，MN 电极距也要相应地变化，一般取

$$AB/3 \geqslant MN \geqslant AB/30$$

由此可见，MN 电极距不是随 AB 电极距的变化而同步变化，而是在上式规定的 AB 变化范围内维持不变。而且，为了使不同的 MN 电极距测得的曲线能相互对比，形成一条完整的曲线，在改变 MN 电极距时，必须于相邻两个不同的 AB 电极距上进行两种 MN 电极距改变前后的视电阻率重复观测，如下列 AB 及 MN 电极距变化实例所示：

AB(m)	3	6	10	18	30	50	80	130	210	…
MN(m)	1	1	1	1	1					
				6	6	6	6	6		
							24	24	24	…

(2)电测深视电阻率曲线类型

电测深视电阻率曲线类型是由地电断面模型决定的。为简化起见，假定地层都是水平的，而且同一层内的电性是均匀各向同性的。下面讨论在考古工作中较简单、也较为常见的二层和三层地电断面模型及其相应的电测深曲线。

①二层断面及其电测深曲线

图 3-18 为二层断面模型。令上层的厚度为 h_1，电阻率为 ρ_1；下层的厚度为 h_2，且 $h_2=\infty$，电阻率为 ρ_2。这里就可能有两种情况：一是 $\rho_1<\rho_2$，所得的视电阻率曲线称为 G 型曲线；二是 $\rho_1>\rho_2$，所得的视电阻率曲线称为 D 型曲线。

G 型：即 $\rho_1<\rho_2$ 时所得的视电阻率曲线，如图 3-18a 所示。当上层厚度比较大，即 h_1 比最短的 AB/2 值大得多时，曲线前段的 ρ_s 值趋近于 ρ_1。

但当 $\rho_2 \gg \rho_1$，可以认为 $\rho_2 \to \infty$ 时，图 3－18a 曲线的后段将渐近于与 AB/2 轴成 45°交角的直线。

D 型：即 $\rho_1 > \rho_2$ 时所得的视电阻率曲线，如图 3－18b 所示。也是在上层厚度大时，其相应的 ρ_s 曲线才趋近于 ρ_1。

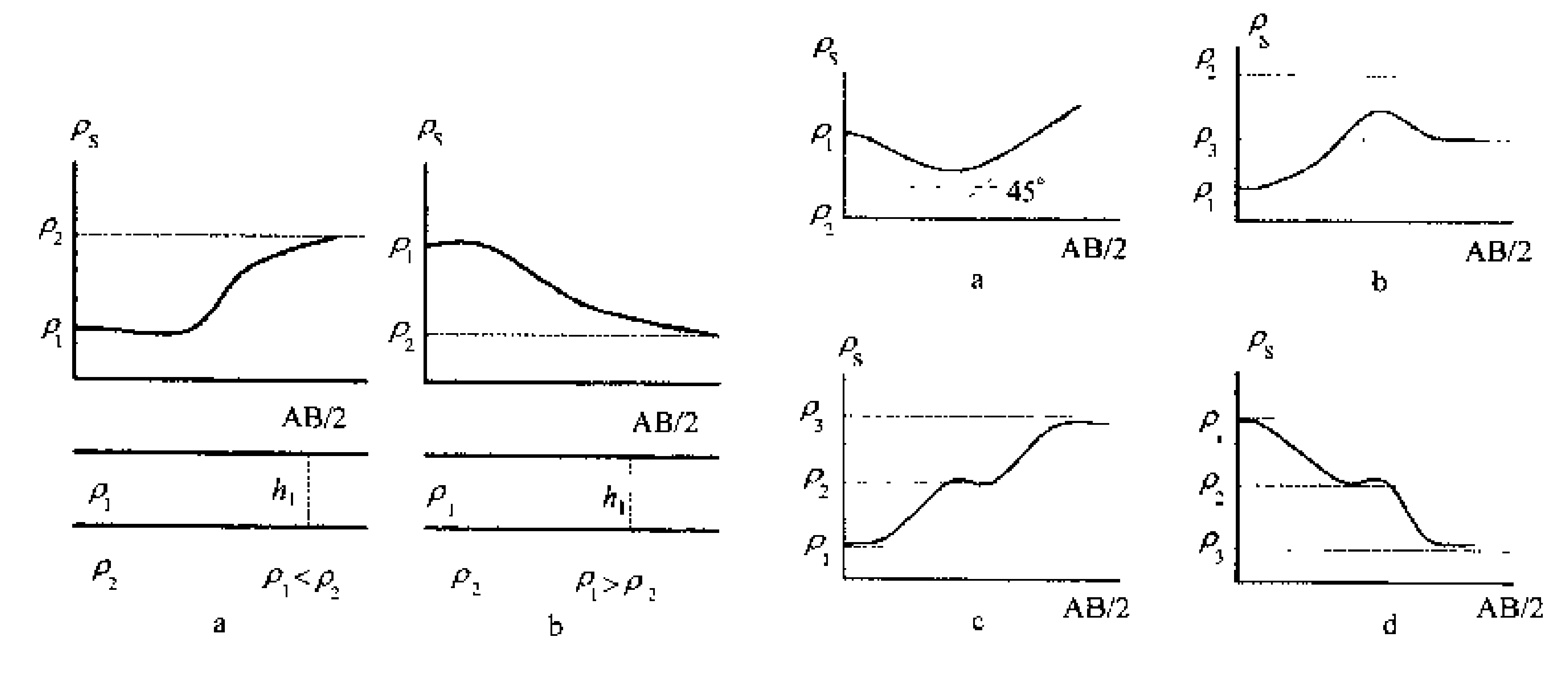


图 3－18　二层断面电测深曲线示意图

图 3－19　三层断面电测深曲线示意图

a.H 型；　b.K 型；　c.A 型；　d.Q 型

②三层断面模型及相应的电测深曲线

图 3－19 为三层断面模型。设上层的厚度为 h_1，电阻率为 ρ_1；中层的厚度为 h_2，电阻率为 ρ_2；下层的厚度为 h_3，且 $h_3 = \infty$，电阻率为 ρ_3，可得四种曲线类型：

H 型：即 $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$，如图 3－19a 所示。曲线前段由 ρ_1 之值决定，当上层比较厚，即 h_1 比较大时，此段的 ρ_s 值接近于 ρ_1；后段由 ρ_3 决定，ρ_s 曲线渐近 ρ_3；而当 $\rho_3 \to \infty$ 时，后段 ρ_s 曲线趋近于与 AB/2 轴呈 45°角相交的直线；中段由 ρ_2 决定，且 ρ_s 值一般都大于 ρ_2，只当中层比上层厚得多，即 h_2 比 h_1 大得多时，此段的 ρ_s 极小值才接近于 ρ_2。

K 型：$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$，如图 3－19b 所示。当 h_1 比较大时，曲线前段的 ρ_s 值接近 ρ_1；后段曲线的 ρ_s 值随着探测深度的增加，趋近于 ρ_3；中段的 ρ_s 值一般小于 ρ_2，只有当中层比上层厚得多，即 $h_2 \gg h_1$ 时，其 ρ_s 的极大值接近 ρ_2 之值。

A 型：即 $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$，如图 3－19c 所示。前段及中段 ρ_s 曲线也只是在 h_1 比较大及 $h_2 \gg h_1$ 时才分别近似反映 ρ_1 及 ρ_2 值；后段的 ρ_s 曲线渐近 ρ_3 之值，而当 $\rho_3 \to \infty$ 时，此段 ρ_s 曲线渐近于与 AB/2 轴相交成 45°角的直线。

Q 型：即 $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$，如图 3－19d 所示。当 h_1 比较大及 $h_2 \gg h_1$ 时，前段及中段的 ρ_s 曲线分别近似反映 ρ_1 及 ρ_2 值，后段的 ρ_s 曲线随着 AB/2 的增大而渐近于 ρ_3。

四个及四个以上电性层构成的地电断面模型，是以三层断面模型类型的命名为基础。先看一、二、三这三层属于哪种类型，假设是 H 型；再看二、三、四这三层属于哪种类型，假设是 K 型，则我们称这个四层断面模型的视电阻率曲线为 HK 型。根据三层模型四种类型的不同组合，可知四层断面模型的视电阻率曲线共有八种类型，即 AA、AK、HA、HK、KH、KQ、QH 和 QQ。五层及其以上层数的断面模型视电阻率曲线类型由此类推，而且每增加一层，曲线类型的代号增加一个字母，如五层类型用三个字母来表示（如 AAA、KHK

等),六层类型用四个字母来表示等等。

(3)数据处理与解释

电测深的数据处理首先就是计算视电阻率值和作出电测深视电阻率曲线图。其次,为了对电测深资料进行解释,也要做一些相应的数据处理。

计算视电阻率值的方法,前面已经讲过;电测深视电阻率曲线一般绘制在双对数坐标纸(模数为 6.25cm)上,以 AB/2 为横坐标,ρ_s 为纵坐标。

电测深资料的解释可分为定性解释及定量解释。

①定性解释

为了进行定性解释,往往需要根据我们想要解决的问题,制作一些必要的图件,然后利用这些图件来进行定性解释。

a. 电测深曲线类型图

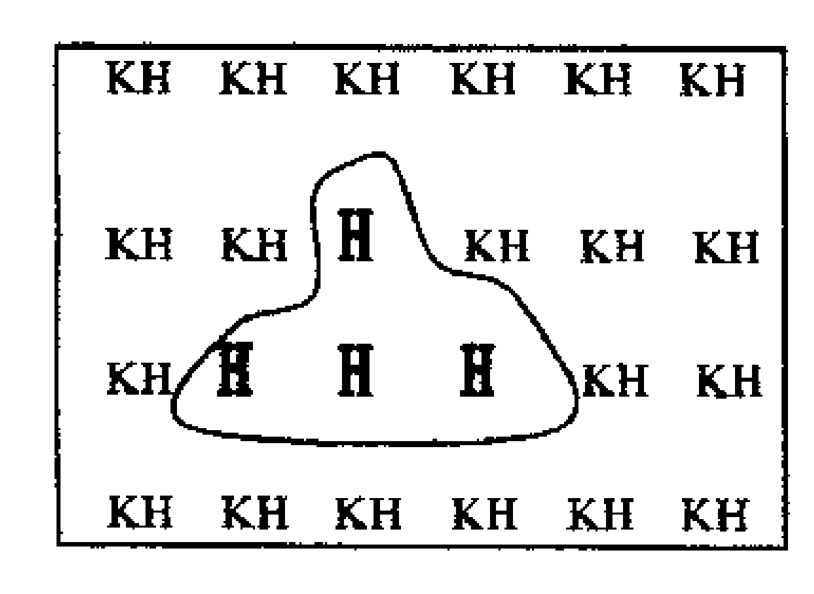


图 3-20 电测深曲线类型图

一个地区的地下电性结构,假如在水平方向上没有什么变化,那么,这个地区的电测深曲线都是同一个类型。因此,电测深曲线类型的变化反映了该地区地下电性结构水平方向的变化。为此,我们按预定的比例尺在图上标明测点的位置,然后在测点旁标明该测点的电测深曲线类型,将曲线类型相同的区域圈定出来,就得到了电测深曲线类型图,如图 3-20 所示。设图中的 H 及 KH 型曲线的下支都是渐近于与 AB/2 轴相交成 45°角的直线,即最下层的电阻率为无限大,则此图反映的 H 型曲线的区域可能有基岩隆起或其他高阻结构。

b. 视电阻率剖面图

想要了解某条测线上某个深度电阻率沿测线的变化,可绘制视电阻率剖面图,即在横坐标上按我们所需的比例尺标出测点,在纵坐标上标出各测点该深度(即某个选定的 AB/2值)对应的视电阻率值,将之联成一根曲线,即得该测线选定深度上的视电阻率剖面图。图 3-21 为匈牙利沙格堡罗马时期古堡遗址上的视电阻率剖面图,古堡墙址上方的视电阻率为极大值[71]。

c. 等视电阻率断面图

为了了解测线上地下介质电阻率在水平及垂直方向的变化情况,可绘制等视电阻率断面图。即在横坐标上按比例尺标出测点的位置,纵坐标上标出 AB/2 值。纵坐标一般用对数坐标。然后对应于每个测点及该测点下各个 AB/2 值处,标出相应的视电阻率值。作视电阻率值等值线,即得等视电阻率断面图。图 3-22 为美国密执安州威尔金斯堡遗址的等视电阻率断面图。图中 A 为已发掘的地下密室,B 为电阻率法发现的地下密室,已经证实,尚待发掘[76]。

d. 等视电阻率平面图

想要了解某一区域内地下某个深度上介质电阻率在水平方向的变化,可绘制等视电阻率平面图。为此,先将各个测点按比例尺标在平面图上,再将由每个测点求得的某一选

定深度(即某一选定 AB/2 值)的视电阻率值标在相应的测点上,作等值线,即得等视电阻率平面图。实际上,这就是相同供电电极距时的对称剖面平面图。

e. S 剖面图与等 S 值平面图

地层的平均电导率与地层厚度的乘积,叫做地层的纵向电导。当一个地区基底的电阻率比上覆诸层的电阻率大得多,即基底的电阻率可视为无限大时,其视电阻率曲线将渐近一与 AB/2 轴相交成 45°角的直线。理论上可证明,此渐近线在 $\rho_s=1$ 横轴上的截距,数值上等于基底以上各层的纵向电导 S (图 3-23)。

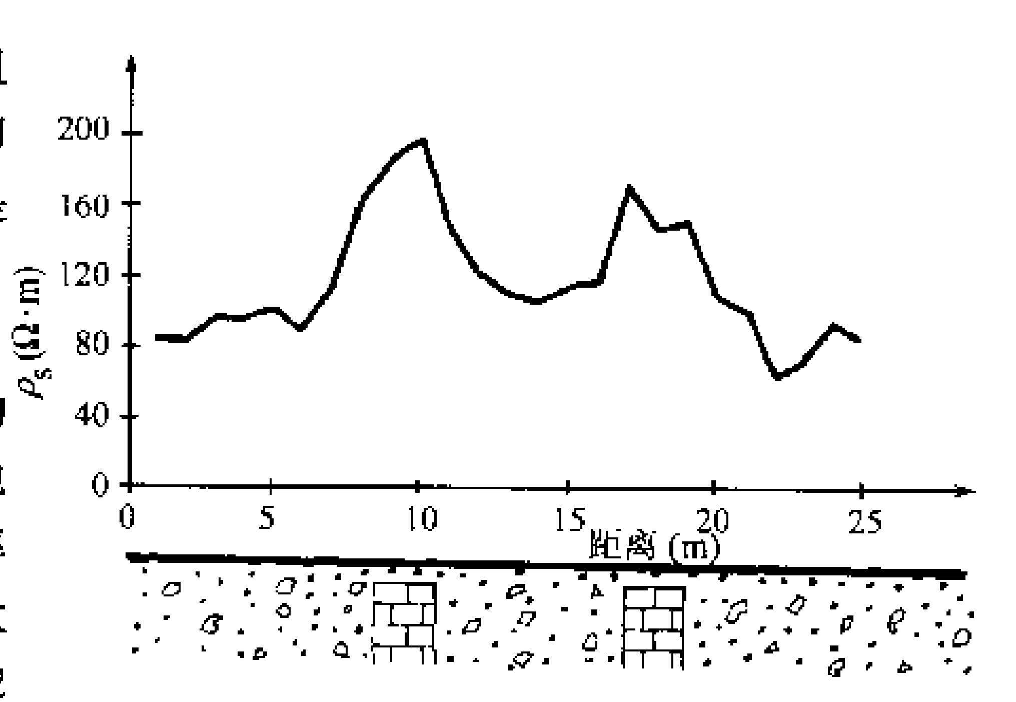


图 3-21 匈牙利古堡遗址上视电阻率剖面图

(引自 M. Pattantyus-A, 1986)

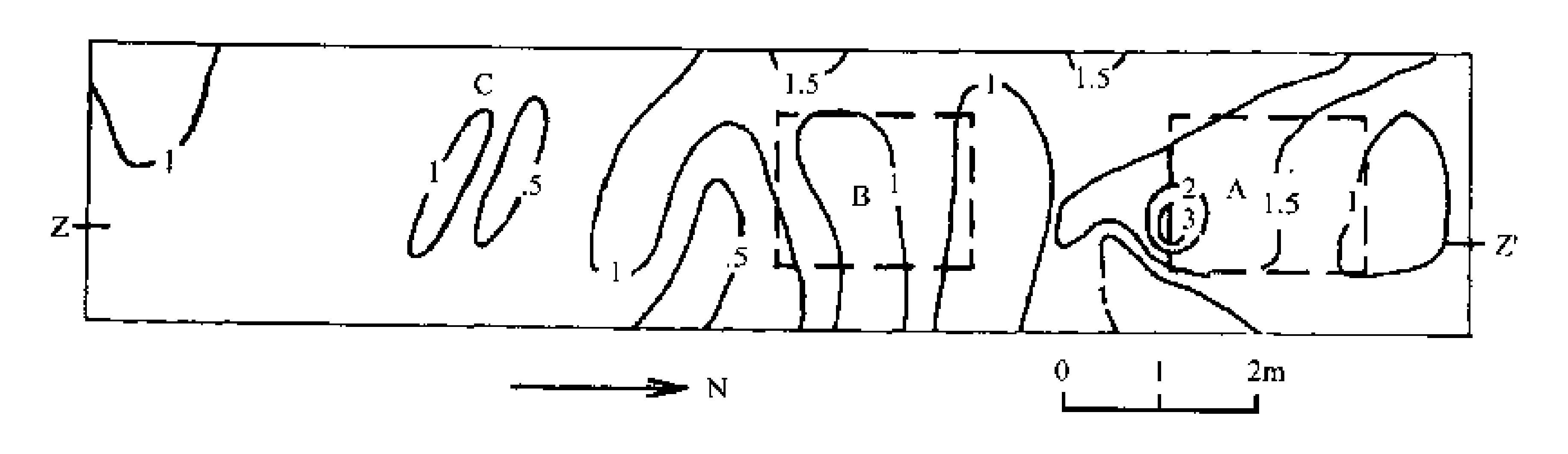


图 3-22 威尔金斯堡等视电阻率断面图

(引自 C. T. Young 等, 1986)

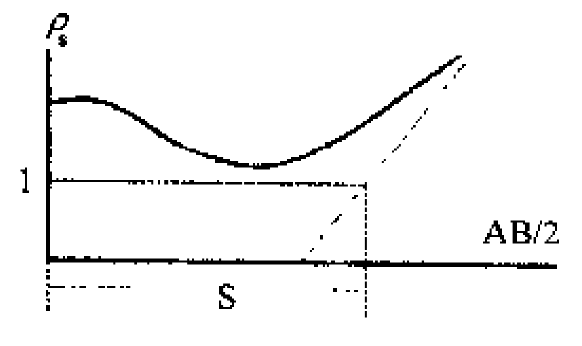


图 3-23 由电测深曲线求纵向电导 S 示意图

$$S=H/\rho_L \tag{3-20}$$

式中:H 为视电阻率等于无限大的基底的埋深,ρ_L 为其上覆各层的平均纵向电阻率,S 的单位为西门子(Siemens = Ω^{-1})。

与上述作等视电阻率平面图一样,由 S 值可作等 S 值平面图。假如某个区域内 ρ_L 值变化小,那末,由(3-20)式可见,该区的 S 正比于 H,即该区的等 S 值平面图可视为该区高阻基底的表面起伏图。

②定量解释,即由实测的电测深数据求得地下各电性层的厚度及电阻率。

求地下电性层厚度及电阻率的方法主要有两类:

a. 量板法,即用事先已经计算好的电测深视电阻率理论曲线与实测的曲线对比,求出有关的电性层厚度及电阻率。

为了计算电测深视电阻率理论曲线,我们首先设定地下介质模型,如二层、三层、四层水平地层模型,给定各层的深度(用相对值,如 AB/2h)和电阻率(也是相对值,如 ρ_s/ρ_1,

ρ_2/ρ_1)，然后由相应的公式，计算出一套视电阻率随深度（事实上是 AB/2h）值而变化的电测深视电阻率理论曲线族，称为量板。使用量板时，我们只要首先判断实测的电测深曲线是属于几层模型，然后将实测曲线与该模型的理论曲线进行对比。由与实测曲线完全符合的理论曲线，求出相应的厚度与电阻率值。不过，理论曲线往往不可能与实测曲线完全符合，也就是说，实测曲线可能居于两条理论曲线之间，这时就可用内插法求出有关的参数。显然，对工作地区地下介质电性结构的先验信息是特别重要的，假如事先掌握了该区地下介质电性层的数目及某些层的电阻率，就可能得到相当准确的解。

量板的方法是地球物理工作者已经使用半个多世纪的方法，目前尚在使用。我国地球物理工作者采用的有铁道部第四设计院计算的量板，也有其他的量板。下面以二层量板为例来介绍量板的制作与使用。

对于对称四极装置，当 MN≪h_1 时，可用下列公式来计算二层水平地层电测深视电阻率理论曲线[40]：

$$\rho_s = \rho_1\left(1 + 2\sum_{n=1}^{\infty} K_{12}^n \phi_n\right)$$

式中：ρ_1、ρ_2 为上下地层的电阻率；$K_{12} = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$；

$$\phi_n = \frac{\left(\dfrac{\mathrm{AB}}{2h_1}\right)^3}{\left[\left(\dfrac{\mathrm{AB}}{2h_1}\right)^2 + (2n)^2\right]^{3/2}}$$

K_{12}称为电阻率对比因子（resistivity-contrast factor）或反射系数（reflection coefficient）。

由上式可以求得以 K_{12}为参量，$\dfrac{\rho_s}{\rho_1} = f\left(\dfrac{\mathrm{AB}}{2h_1}\right)$的理论曲线族。

或者令 $\mu_{12} = \rho_2/\rho_1$，因而 $K_{12} = (\mu_{12} - 1)/(\mu_{12} + 1)$，于是可以求得以 μ_{12} 为参量，$\dfrac{\rho_s}{\rho_1} = f\left(\dfrac{\mathrm{AB}}{2h_1}\right)$的理论曲线族。

将这些理论曲线族绘在双对数坐标纸上，就构成量板。图 3-24 就是二层地层 G 型曲线的量板。

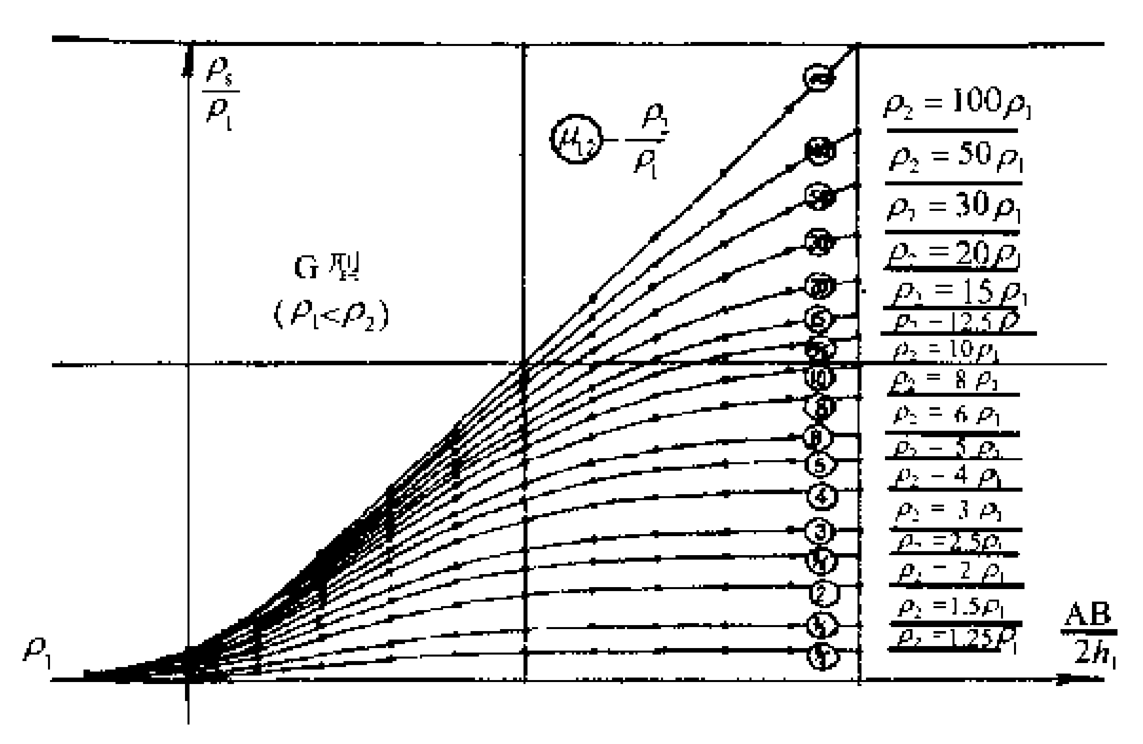


图 3-24　二层 G 型曲线量板

由于理论曲线是$\frac{\rho_s}{\rho_1}=f\left(\frac{AB}{2h_1}\right)$的关系曲线，而实测电测深曲线是$\rho_s=f\left(\frac{AB}{2}\right)$的关系曲线，因此，在双对数坐标上，理论曲线的方程式是：

$$\lg\frac{\rho_s}{\rho_1}=f\left(\mu_{12},\lg\frac{AB}{2h_1}\right)$$

或

$$\lg\rho_s-\lg\rho_1=f\left[\mu_{12},\left(\lg\frac{AB}{2}-\lg h_1\right)\right]$$

而实测曲线的方程式是：

$$\lg\rho_s=f\left[\mu_{12},\lg\left(\frac{AB}{2}\right)\right]$$

对比这两个方程式，我们可以看到：当理论曲线和实测曲线具有相同的μ_{12}值时，它们的形状完全一样，只要平移坐标轴，二者就将重合。但重合时，两条曲线的坐标原点不会重合，理论曲线的坐标原点在实测曲线坐标上的坐标值将分别为$\lg h_1$和$\lg\rho_1$。由于双对数坐标纸上的数值是坐标的真实数值，所以，在实测曲线的坐标中读得的理论曲线坐标原点的横坐标值和纵坐标值，就是所求的地下介质第一层的厚度h_1和电阻率ρ_1。

知道了ρ_1和μ_{12}的数值，就可求得下伏地层的电阻率ρ_2。

当实测曲线处于两条理论曲线之间时，可求得μ_{12}的内插值，由此亦可求出下伏地层的电阻率ρ_2，如图3-25所示。

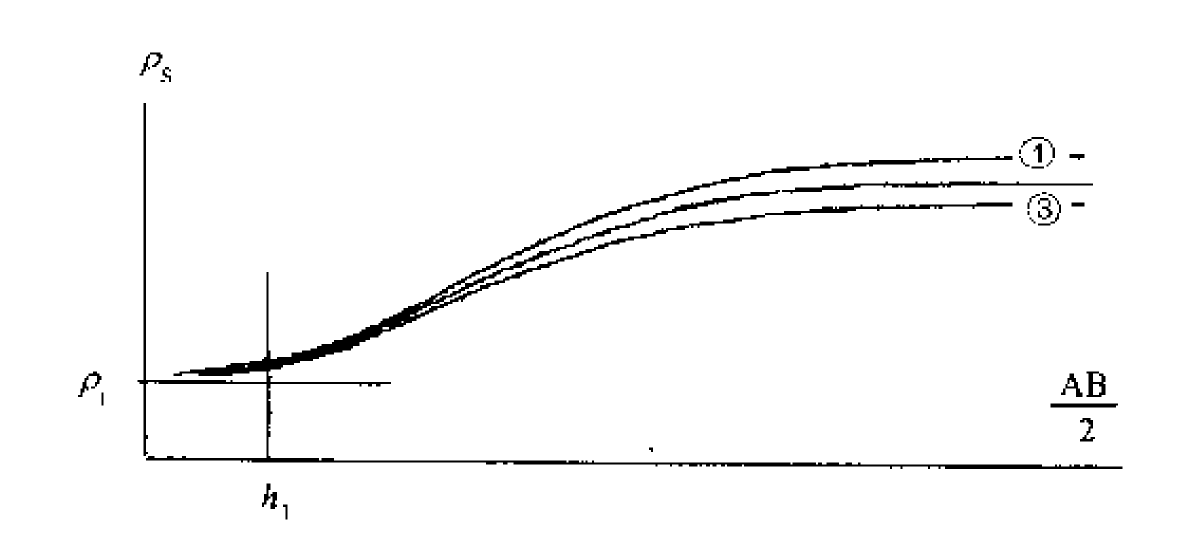


图3-25　二层量板使用方法示意图

b.其他方法

除量板法外，目前用得越来越多的是利用计算机进行的形形色色的反演方法，例如由实测的视电阻率曲线，给定地电断面的初始模型，计算模型的电测深曲线，将模型曲线与实测曲线对比，调整模型参数，直至二者之差满足预定的要求为止，从而求出地电断面参数的方法等，这里就不一一介绍了。

4.高密度电阻率法

高密度电阻率法的原理与电阻率法完全相同，不同之处主要表现在数据采集的方式上。野外观测时，它不像常规的电剖面和电测深那样，每次布置四个或五个电极，而是沿测线高密度、等间距地布置一大批电极，通过多心电缆，将这些电极连接到多路电极转换器上。测量时，由微机控制，通过电极转换器，按一定的排列形式和先后次序，自动接上不

同位置、不同电极距的电极，取得测线上各个测点不同深度的视电阻率测量资料。这种测量方法，事实上是将各种电剖面与电测深的观测结合起来，毕其功于一役，从而取得极为丰富的地下介质的电性信息。

高密度电阻率法的数据处理采用了一些行之有效的反演方法，例如佐迪(Zohdy)反演方法[77]。通过成图反演，高密度电阻率法可以由视电阻率断面，得到接近实际的"真"电阻率断面。

5. 电阻率层析成像

层析成像自从在医疗中成功地应用以后，许多地球物理学者一直努力把它引用到地球物理方面来。地震波和电磁波层析成像已经作了很有成效的工作，电阻率层析成像(electrical resistivity tomography)，也有一些人进行了探索，M. Noel 和 R. Walker 在 20 世纪 80 年代末成功地应用电阻率层析成像于考古勘探[70]。

电阻率层析成像是对隐藏在地下的某个目标，从不同方向进行探测，即所谓"投影"(projection)，取得必要的信息；然后利用这些信息，反推回去，即所谓反投影(backprojection)，以重建该目标的实际状态。

反投影的基本做法如下：

以无限半空间为例。他们将剖面分成矩形网格，在地面沿测线等间距地布置电极。设有 N 根电极，那么，就会有 $N-1$ 个不同的电流电极距和总数为 $N(N-3)/2$ 个各种可能的、独立的视电阻率测量。因此，对任一个网格来说都会有多个视电阻率测量值，而这些测量值与该网格的真实电阻率之间的关系可以认为是线性的。将这些测量值加权平均，求得该网格的电阻率值。这样，在求得各个网格的电阻率之后，也就获得整个剖面的近似电阻率分布初始模型。

在完成反投影过程，取得近似的电阻率剖面初始模型后，为了使模型更加接近实际，就有必要对模型作进一步的修改，这又回到了地球物理数据处理中经常碰到的模型拟合问题。首先是计算这个初始模型地面测量的理论响应，与实测值进行比较，如二者之间的差别较大，就修改模型，一直达到二者的差别小于预定的范围为止。

M. Noel 和 R. Walker 是通过反投影，只求出电极排列(由 N 根电极组成)中点下方各网格构成的矩形柱的电阻率分布，然后将整个电极排列向前移动一个电极距，同样求得电极排列中点下方矩形柱(即与前面矩形柱相邻的矩形柱)上的电阻率值。这样，由各个相邻的矩形柱，就可求得整个电阻率剖面。他们之所以选定排列中点下方的矩形柱，是因为这里的电流分布最均匀。后来，在二维的基础上，他们发展了三维方法，使用的电极达 128 根以上。

M. Noel 和 R. Walker 用电阻率层析成像方法探测了英国北约克郡里彭(Ripon)的泉水修道院遗址。泉水修道院(Fountains Abbey)是 1132 年建立的一所西妥教团的修道院，也是当时英格兰最有影响和最著名的修道院。遗址的地面是杂草丛生的平地。根据遥感的作物标志，过去在这里圈定一堵未发掘的地下室石墙，于是他们就垂直这堵推测的石墙走向，布置了 AB 及 CD 两条相互平行的测线，探测的结果见图 3-26，图上色彩愈黑的地方表示那里的电阻率愈高。

由图可见，两个剖面相当相像，它们都揭示了 3 个高电阻率物体，而不是原来推断的

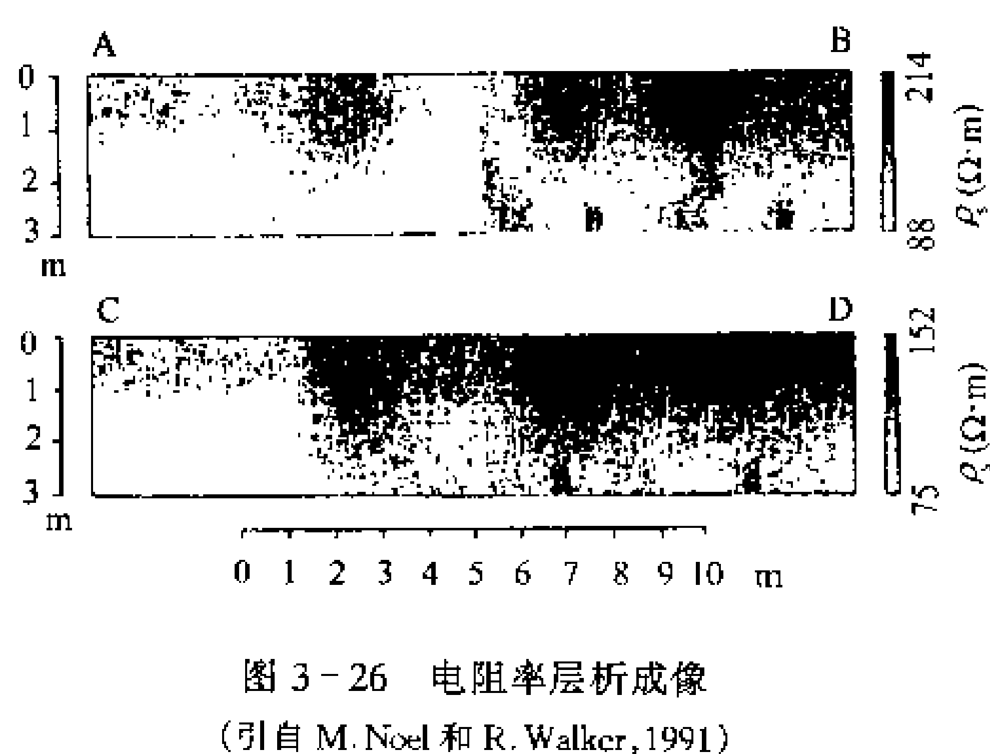


图 3-26 电阻率层析成像
(引自 M.Noel 和 R.Walker,1991)

一个物体。在两个剖面上分别接近A端及C端的地方,各有一个高电阻率物体,它们与过去推测的地下室的墙的位置吻合,说明用电阻率层析成像技术测绘这类构造的地球物理剖面是成功的;靠近B及D端,每个剖面还有另外两个高电阻率物体,过去没有发现过,可能是其他的墙或填满砖瓦的沟;两剖面底部的高阻体是人工制品。

6.磁电阻率测量

电阻率法应用中的重要条件之一是要保证电极接地良好。在接地不良的地区工作,应用电阻率法就很困难。为了解决这个问题,试验研究了磁电阻率测量方法,即在用A、B电极将电流送入地下之后,不去测量电位差,而是测量地面上的磁场分布。这样,不使用测量电极,就免去了测量电极接地的困难。但磁电阻率法一般用于寻找隐伏地下的良导体,因为良导体可以在地面引起较大的磁异常。可是这个条件在考古工作中得到满足的机会不太多,所以这里就不作更多的介绍了。

7.表层电导率测量

电阻率的倒数就是电导率,因此,测量了电导率,也就等于测得了电阻率。

我们在第二章介绍土壤磁化率测量仪器时,曾说到一种在水平横杆两端装置交变磁场的发射和接收器的磁化率测量仪器,那里也曾指出,这种仪器同时还可测量地下浅层介质的电导率,这是这种仪器的优点,在考古地球物理勘查中可能发挥重要的作用。

第二节 激发极化法

物质的电性一般都是中性的,它的正、负电荷平衡,不产生宏观电场。但在一定条件下,物质或某个系统的正、负电荷可能两极分化,偏离平衡,产生电场,这种现象叫做极化。物质在自然条件下发生的极化,称为“自然极化”,这在下面介绍自然电场法时将要讲到;将电流送入介质,在介质内产生电化学过程,因而引起的介质极化,称为“激发极化”;电介质(绝缘体)在外电场作用下形成的极化,叫做“介电极化”。

在电法勘探中往往可以观测到,当我们向地下送入稳定电流时,电位差 ΔV 不是立即达到稳定值,而是在瞬间达到某个数值后,有一个慢慢上升,逐渐趋于稳定饱和值的过程;断电后,电场也不是立即消失,而是有一个消失过程,即电位差 ΔV 开始突然下降,然后逐步趋近于零。这种介质在充电、放电过程中产生随时间变化的附加电场的现象,就是激发极化现象或激发极化效应。这一附加电场充电到饱和值的63%($1-1/e$),或从饱和值放电到饱和值的37%($1/e$)时所需的时间,叫做时间常数,一般为几秒到几分钟。

激发极化现象是20世纪20年代由法国人斯伦贝尔热(C. Schlumberger)在对硫化物矿进行试验后最先提出来的,中间经过研究和零星尝试,直到50年代才得到较多的应用,目前已经成为地球物理勘探中一种用得比较广泛的方法。

一、激发极化法的理论基础

1. 激发极化现象的成因

激发极化现象的成因问题是一个至今尚在研究的问题,提出的假说比较多。一般认为,它起因于地下介质中发生的复杂物理化学过程。激发极化现象在电子导电和离子导电介质中都存在,不过二者形成的机理不同:前者可用超电压来解释,后者则需用薄膜极化之类的假说来解释。下面就讨论介质中激发极化现象形成的这两种说法[6,8,40]:

(1)超电压

当化学性质活泼的金属放在溶液中时,金属晶格中的正离子进入溶液,其电子则集在金属表面。由于这些电子与溶液中的正离子之间的吸引作用,在金属与溶液的接触面两侧形成双电层:金属一侧为负电,溶液一侧为正电。当进入溶液的正离子和回归金属的正离子处于动态平衡时,接触面两侧形成稳定的电位跳跃,称为"电极电位"。可以想象,越活泼的金属,如钾、钠等,由于其电子容易与正离子脱离,因而其电极电位也就越低。具有电子导电性质的矿物(金属矿物、石墨等)置于溶液中时,其接触面上也产生双电层。当没有外电流流过这个电子导体—溶液系统时,双电层处于平衡状态,其电位差称为平衡电极电位。但在外电流通过这个系统时,当电流从溶液流入电子导体,则溶液中的载流子(正离子)将从电子导体表面获得电子,以实现电荷传递,而当电流从电子导体流入溶液,则溶液中的载流子(负离子)将失去电子。假如溶液和电子导体分界面处这种电化学反应(即所谓电极过程)的速度与电子传递相适应,则电流通过分界面时,在界面处不会产生异性电荷的堆积。而实际上电极过程的速度有限,界面处有电荷堆积。在电流从溶液流入电子导体的那一端,负电荷增加,形成"阴极",而在电流从电子导体流出的一端,正电荷相对增多,形成"阳极"。相应地,在电子导体"阴极"的周围溶液中积聚较多的正离子,而在"阳极"周围的溶液中,聚集较多的负离子。于是在"电极"和溶液分界面上形成新的"电极电位",而这个现象也就称为"电极极化"。电极极化时的电极电位与通电前的平衡电极电位之间的差值,称为超电压(overvoltage)或过电位。随着界面两测电荷的增加,超电压越来越大,一直达到某个饱和值,这就是系统的充电过程。断电后,界面上的电荷分布逐渐恢复到正常双电层,超电压随之消失,这就是系统的放电过程。

(2)薄膜极化

离子导电介质中激发极化现象的成因有好几种假说,薄膜极化即其中之一。它认为,离子在通过介质中充满溶液的狭窄孔道时,固体与液体接触面上也形成双电层:一层是在固体表面分布的负离子,另一层是负离子吸引的溶液一侧的正离子。正离子层又分两部分:紧靠固体表面的部分吸附得比较稳定,称为固定层;另一部分在固定层靠溶液的一侧,这些离子吸附得不大稳定,容易移动,而且随着远离固体表面,离子的浓度越来越小,直到正常的离子数,称为扩散层。跨扩散层的电位差称为Zeta电位差(ΔV_{zeta})。

当孔隙横截面的直径只相当于扩散层的厚度时,孔隙完全处于扩散层的范围之内。

如通以电流，由于孔隙中过剩的正离子的作用，正离子比较容易通过，负离子的移动则受到阻碍，难以通过，因而这种孔隙被称为"薄膜"。其结果是在薄膜电流流入的一端积存过多的负离子，另一端则不足。在宽孔隙处的情况相反。从而在负离子积存或不足之处，又出现了正离子的积存和不足，产生了离子浓度沿孔隙的变化——离子浓度梯度。离子浓度梯度又将阻止离子的运动而达到平衡。断电后，离子扩散形成扩散电位。随着离子浓度梯度趋近于零，扩散电位逐渐消失。这类极化现象就叫做"薄膜极化"。

2.岩石和古遗存的激发极化特性和参数

岩石和古遗存的激发极化特性[5,6]可藉助于直流电流来研究，采用的参数有极化率（视极化率）、充电率（视充电率）等；也可藉助于交流电流来研究，采用的参数有频散率（视频散率）以及复电阻率（复电导率）等。由此，激发极化法可分为直流激发极化法和交流激发极化法。

（1）极化率与视极化率

在激发极化观测中，给地下介质输入电流，介质中尚未产生激发极化效应的电场，称为一次电场。这时，在电位电极间测得的电位差称为一次场电位差，以 ΔV_1 表示。在电流稳定的情况下，它是不随时间而变化的，见图 3-27。介质中，因激发极化效应而产生的附加电场，称为二次电场。纯粹由二次电场在电位电极间产生的电位差，称为二次场电位差，以 ΔV_2 表示。二次场电位差是随充电与放电的时间而变化的。设充电的时间为 T，放电的时间为 t，则充电 T 时的二次场电位差为 $\Delta V_2(T)$，放电 t 时的二次场电位差为 $\Delta V_2(t)$。

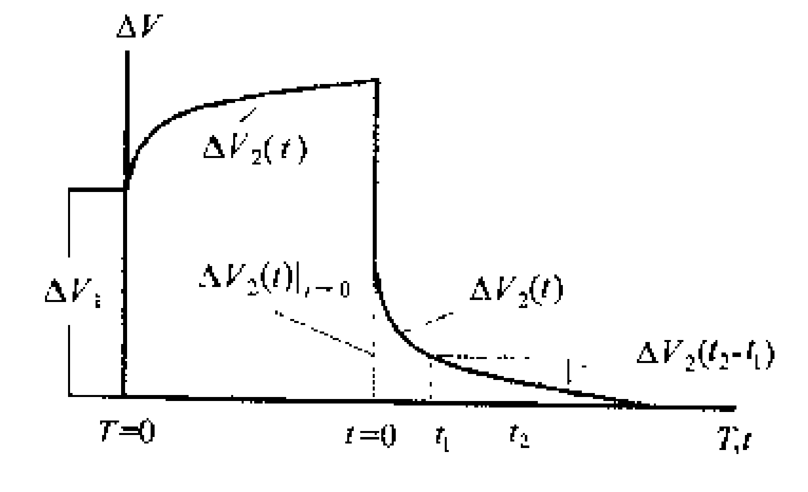


图 3-27　激发极化法的充电及放电与时间关系图

向地下供电 T 时之后，电位电极测得的总电位差以 $\Delta V(T)$ 表示，它是 ΔV_1 与 $\Delta V_2(T)$ 叠加的结果，即：

$$\Delta V(T)=\Delta V_1+\Delta V_2(T)$$

由此求得：$\Delta V_2(T)=\Delta V(T)-\Delta V_1$

介质激发极化效应的大小，可用供电 T 时及断电后 t 时测得的 $\Delta V(T)$ 与 $\Delta V_2(t)$ 的比值来反映，称为极化率（polarizability），以符号 $\eta(T,t)$ 表示，一般是用比值的百分数，即：

$$\eta(T,t)=\frac{\Delta V_2(t)}{\Delta V(T)}\times 100\% \qquad (3-21)$$

由于 $\Delta V(T)$ 与 $\Delta V_2(t)$ 都与供电电流成正比，所以极化率与供电电流的强度无关。

与前面讲到地下介质的电阻率时一样，在实际工作中，地下介质往往是由两种或两种以上不同极化率的介质构成的，因而在地面测得的不是介质的真极化率，而是各个不同极化率介质的综合反映，我们称之为视极化率（apparent polarizability），以 η_s 表示。

常见岩石的极化率如表 3-2[5]。

表 3-2 常见岩石的极化率

名称	极化率(%)	名称	极化率(%)	名称	极化率(%)	名称	极化率(%)
粘土	0.1~1.5	泥岩	0.2~2	砂岩	$1\times10^{-3}\sim1\times10^{-2}$	石灰岩	1~3

(2)充电率与视充电率

实际工作中,往往测定图 3-27 中 t_1 与 t_2 之间 $\Delta V_2(t)$ 曲线下的面积 $\int_{t_1}^{t_2}\Delta V_2(t)\mathrm{d}t$,于是定义由下式决定的量为充电率(chargeability),用 M 表示:

$$M=\frac{1}{\Delta V(T)}\int_{t_1}^{t_2}\Delta V_2(t)\mathrm{d}t=\int_{t_1}^{t_2}\eta(T,t)\mathrm{d}t \tag{3-22}$$

由上式可见,充电率与极化率在本质上是一致的,所以,也有人将它称为极化率。与极化率一样,实际观测中求得的是视充电率,以 M_s 表示。

(3)频散率(百分频率效应)与相位角(相位移)

交流激发极化法采用的主要参数叫做频散率 P:

$$P=[(\Delta V_{f_1}-\Delta V_{f_2})/\Delta V_{f_2}]\times100\% \tag{3-23}$$

式中:ΔV_{f_1} 和 ΔV_{f_2} 分别是供电电流的频率为低频 f_1 和较高频率 f_2 时测得的电位差幅值。由于频散率一般用百分数来表示,所以又称为百分频率效应。

与电阻率和极化率一样,当介质不是均匀、各向同性时,测得的频散率称为视频散率,用 P_s 表示。当装置及供电电流不变时,(3-23)式还可表示为:

$$P_s=[(\rho_{sf_1}-\rho_{sf_2})/\rho_{sf_2}]\times100\% \tag{3-24}$$

式中 ρ_{sf_1} 及 ρ_{sf_2} 为频率 f_1 及 f_2 所对应的视电阻率(即下面马上就要谈到的复电阻率)的幅值,即:

$$\rho_{sf_1}=K(\Delta V_{f_1}/I_{f_1})$$
$$\rho_{sf_2}=K(\Delta V_{f_2}/I_{f_2})$$

式中:K 为装置系数,I_{f_1} 及 I_{f_2} 分别是频率为 f_1 及 f_2 时的供电电流幅值。

频散率与极化率有相当密切的关系。

在频散率观测中,若取极限频率 $f_1\to0$,$f_2\to\infty$,则电流单向供电时间 $T(T=1/2f)$ 相应地为 $T_1\to\infty$ 及 $T_2\to0$,由此得

$$\Delta V_{f_1}|_{f_1\to0}=\Delta V(T_1)|_{T_1\to\infty}$$

即 $f_1\to0$ 时的交流激发极化效应相当于单向供电时间无限长时的直流激发极化效应。而

$$\Delta V_{f_2}|_{f_2\to\infty}=\Delta V(T_2)|_{T_2\to0}=\Delta V_1$$

即 $f_2\to\infty$ 时的交流激发极化效应相当于单向供电时间趋近于零,也就是激发极化效应趋近于零,总场趋近于一次场。因此:

$$P=\frac{\Delta V_{f_1}-\Delta V_{f_2}}{\Delta V_{f_2}}=\frac{\Delta V(T)-\Delta V_1}{\Delta V_1}=\frac{\Delta V_2(T)}{\Delta V(T)-\Delta V_2(T)}=\frac{\eta}{1-\eta}\approx\eta$$

实际工作中,视频散率与视极化率也大致成比例地变化,它们的本质是一致的。

交流激发极化法观测的另一个参数是电场相对于供电电流的相位移，或称相位角，以符号 ϕ 表示。相位角随供电电流频率而变化的曲线，即激发极化效应的相频特性曲线。值得指出的是，相位角与频散率也大致成正比。

(4)复电阻率

前面在谈到电阻率时，没有说到电阻率随频率的变化，这一方面是因为电阻率法中常用的是直流电源，另一方面也因为电阻率法的探测对象多与沉积岩有关，而对许多沉积岩来说，电阻率随频率面变化是极小的。

电阻率随频率而变化，主要是因为激发极化效应而形成的。这时，通过介质的交流电流 $\tilde{I}(=I_0e^{i\omega t})$ 与电压 $\Delta\tilde{V}$ 的相位不同，电阻率将由下式表示：

$$\tilde{\rho}=K\frac{\Delta\tilde{V}}{\tilde{I}} \tag{3-25}$$

式中：$\tilde{\rho}$ 称为介质的复电阻率，它是频率的函数。复电阻率幅值随频率而变化的曲线，即激发极化效应的幅频特性曲线。

(5)激发极化电场与岩石中电子导体体积百分含量的关系

如前所述，在含电子导体(金属矿物、石墨等)的介质中，由于激发极化效应而产生的二次电场比较强，而在离子导电性的介质中，二次电场比较弱，这就为用激发极化法区分这两类介质提供了依据。

实验表明，在一定范围内，介质中的电子导体含量越多，激发极化电场的强度也就越强。这种关系起初表现为近似的线性关系，但当导体含量增加到一定程度时，随着导体含量的增加，激发极化电场上升越来越慢，并逐渐趋于饱和值。

(6)激发极化电场充电、放电时间与介质电性的关系

二次场电位差在充电过程中是从无到有，并随着充电的时间的增长而增大。起初增大得比较快，而后变慢，并趋向于一饱和值。这个过程所需的时间，对电子导电的介质最长，要好几分钟；对离子导电的介质较短。

二次场电位差在断电后的放电过程中慢慢减小而最后消失。在这个过程开始时，二次场电位差值减小得比较快，而后逐步变慢而趋于零。这个过程所需的时间，对电子导电的介质也是最长，而离子导电的介质较短。

二、野外工作方法与数据处理

在谈激发极化法的野外工作时，应该指出的是，激发极化法在野外观测中使用的电位电极不是简单的金属棒，而是所谓不极化电极。因为金属电极插入土壤中时，在金属电极(电子导体)和土壤中的水溶液(离子导体)之间就会因电极极化作用而产生电位，但两个电位电极的接地条件很难一致，所以在电位电极间将出现大而不稳定的电位差，从而给观测造成严重的误差。

激发极化法的野外观测，根据要解决的问题及探测的目标的不同，从大的方面来说，可以用直流电，也可以用交流电，于是激发极化法又可分为直流激发极化法与交流激发极化法。前者观测的是激发极化效应随时间的变化，所以又称为时间域观测；后者观测的是激发极化效应随频率的变化，因而又称为频率域观测。

1. 直流激发极化法——时间域观测

(1)激发极化法观测装置及几种典型视极化率曲线

激发极化法中所用的电极装置与电阻率法基本相同。下面分别讨论这些装置在激发极化法中解决的问题,以及它们在解决这些问题时几种典型的视极化率曲线[6,40]。曲线可通过理论计算或模型实验获得。在计算中,为了力求简单,将电子导体沿电场方向的两端由不同离子形成的电场,以等效偶极电流场来替代。

①中间梯度装置的几种典型视极化率曲线

从考古可能碰到的情况出发,下面只讨论探测目标是体极化球状体及直立板状体时中间梯度观测的视极化率曲线。

a. 极化球体

这里谈低阻球体和高阻球体两种情况。

首先看低阻球体。设在一半无限空间中有一球体,其电阻率为 ρ_2,极化率为 η_2;周围介质的电阻率为 ρ_1,极化率为 η_1;且 $\rho_2<\rho_1$,$\eta_2>\eta_1$,则主剖面上用中间梯度装置测量的视极化率曲线如图 3-28 所示。由图可见,球体上方的视极化率为极大值,两侧出现极小值。视电阻率曲线的形态与之相反,球体上方为极小值。

对于高阻极化球体来说,视电阻率曲线与视极化率曲线在球体上方都是极大值。

b. 直立板状导体

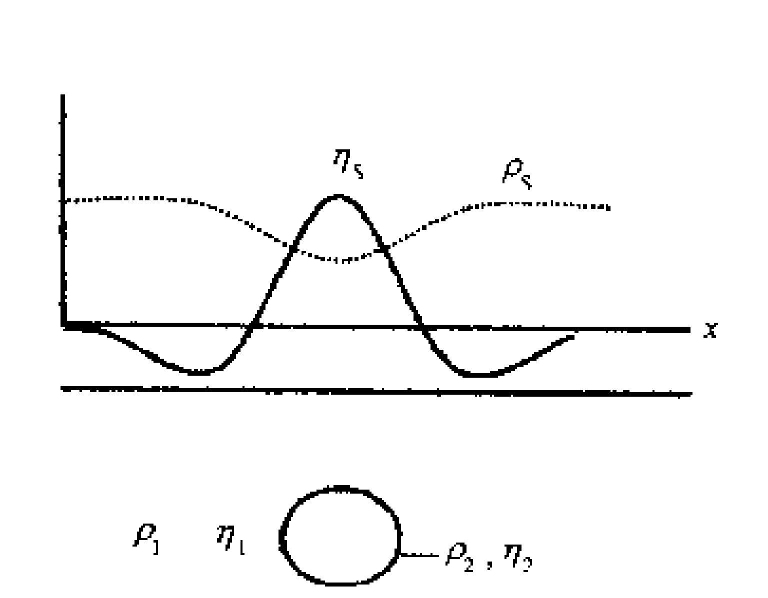


图 3-28 球状导体上中间梯度测量视极化率曲线示意图

图 3-29 直立板状导体中间梯度法视极化率曲线示意图

图 3-29 为直立板状导体中间梯度法视极化率曲线的示意图,测线垂直于板状体走向。由图可见,曲线形态与球体有某些类似,即当板状导体顶部埋深不大时,视极化率的极大值在导体的正上方,两侧有极小值;而当导体埋深较大时,曲线的极大值仍然在导体的正上方,不过幅值越来越小,而两侧的极小值逐渐消失。

由以上两种激发极化法中间梯度装置的视极化率曲线可知,在寻找良导体时,应用激发极化法中间梯度测量是有效的,而且,由于中间梯度装置的生产效率较高,因而在实际工作中得到了相当普遍的应用。

②联合剖面装置的几种典型视极化率曲线

与电阻率法中的联合剖面装置类似，激发极化法的联合剖面装置主要用于找接近直立的导体，下面介绍两个例子：

a.球状导体

图3-30为球状导体上激发极化法联合剖面视极化率曲线的示意图。由图可见，球状导体上联合剖面的两支视极化率曲线在球体上方有一个交点，是"反交点"，即交点左侧的 $\eta_s^A < \eta_s^B$，而右侧的 $\eta_s^A > \eta_s^B$。从反交点的位置也就可以了解到球体的位置。

当球体为高阻球体时，视极化率曲线的特征与球状导体时相同，交点仍为反交点，但曲线的变化幅度较小。

b.板状导体

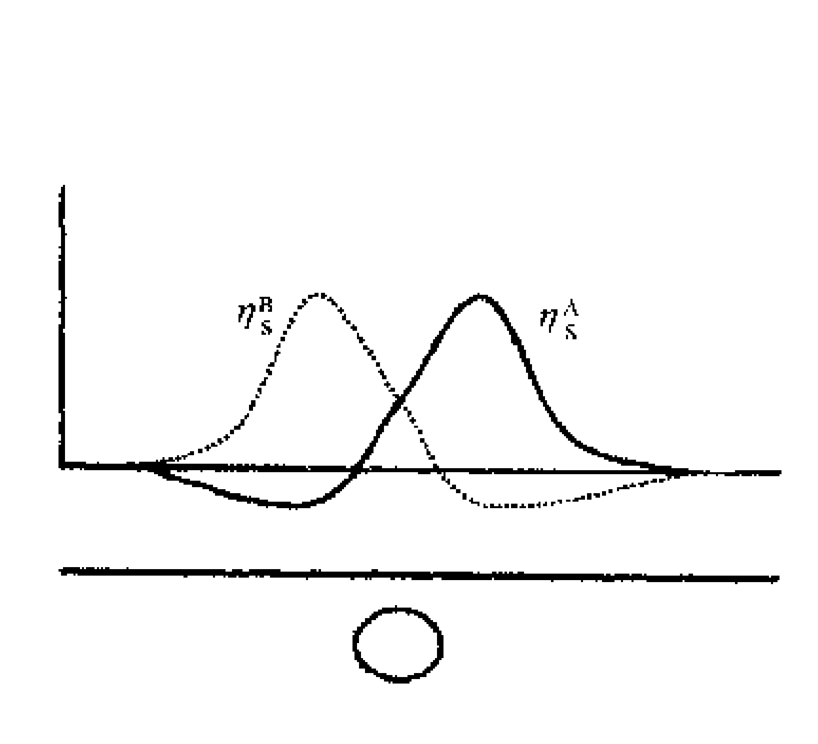


图3-30 球状导体联合剖面视极化率曲线示意图

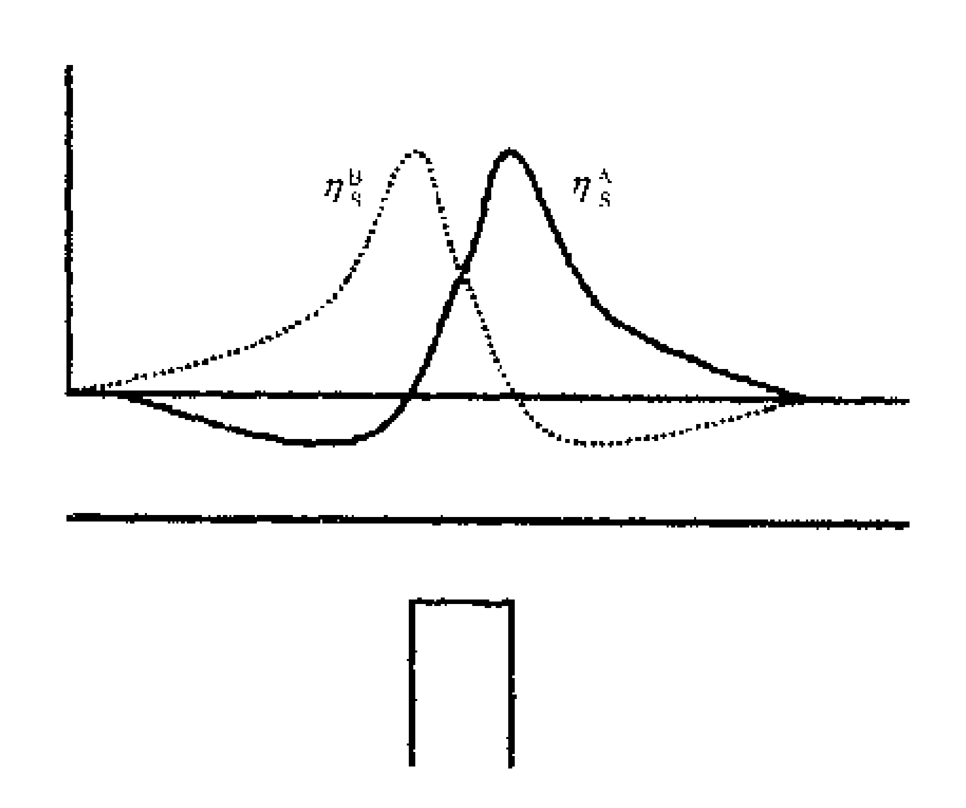


图3-31 直立板状导体联合剖面视极化率曲线示意图

图3-31为直立板状导体上激发极化法联合剖面视极化率曲线示意图。由图可见，直立板状导体上联合剖面的两支视极化率曲线也有一个反交点，其位置就在板状导体的正上方。但当板状体倾斜时，反交点向板状体的倾向方向偏移，且两支曲线不对称，它们极大值点的连线是倾斜的，其倾斜方向与板状体倾斜方向相反。

当板状体的电阻率大于围岩时，也可得到类似的视极化率曲线。

③激发极化测深

激发极化测深在寻找电阻率比围岩低的目标方面，用得较多。经验表明，当测深点在导体的上方时，视极化率曲线随着电流电极距AB/2的增大而上升，并逐渐达到一饱和值或极大值，而且导体顶部的埋深 h 与AB/2有一定关系。对于板状导体，其顶部的埋深 h 接近视极化率曲线上升段转折点的AB/2值，而视极化率曲线极大值处的AB/2值约等于 $5h \sim 6h$。

实践表明，当测深点不在导体的正上方，但在导体的附近时，上面两个关系式还可应用。

(2)激发极化观测中的地形影响

前面在谈电阻率法时提到地形起伏对测量的影响，但地形对激发极化观测的影响较小，这也是激发极化法相对于其他电法的一个不可多得的优点。特别是当介质为极化率

均匀的介质时，地形起伏几乎对它没有影响，因此不致因地形起伏而出现假异常。当探测的目标是极化率异常体时，地形起伏可以引起视极化率异常形态的畸变，但也不会出现假异常。

2. 交流激发极化法——频率域观测

频率域的观测方法与时间域相似。时间域观测中不但观测视极化率，而且观测电阻率。频率域观测既观测视频散率，也观测电阻率，但这时的电阻率已不是时间域中的不变的电阻率，而是随着频率变化而变化的复电阻率。

（1）频散率观测

频散率观测也采用了各种类型装置。下面介绍在简单的介质结构上，用几种装置取得的视频散率曲线示意图。

①球体

图 3－32 为面极化良导球体模型上，用中间梯度、联合剖面和偶极剖面装置取得的视频散率曲线示意图。由图可见，几种装置都能得到明显的异常。当两个偶极之间的距离较大时，偶极剖面的异常出现两个极值。这在球体上用偶极装置进行电阻率、极化率等参数观测时，也要遇到。

②板状体

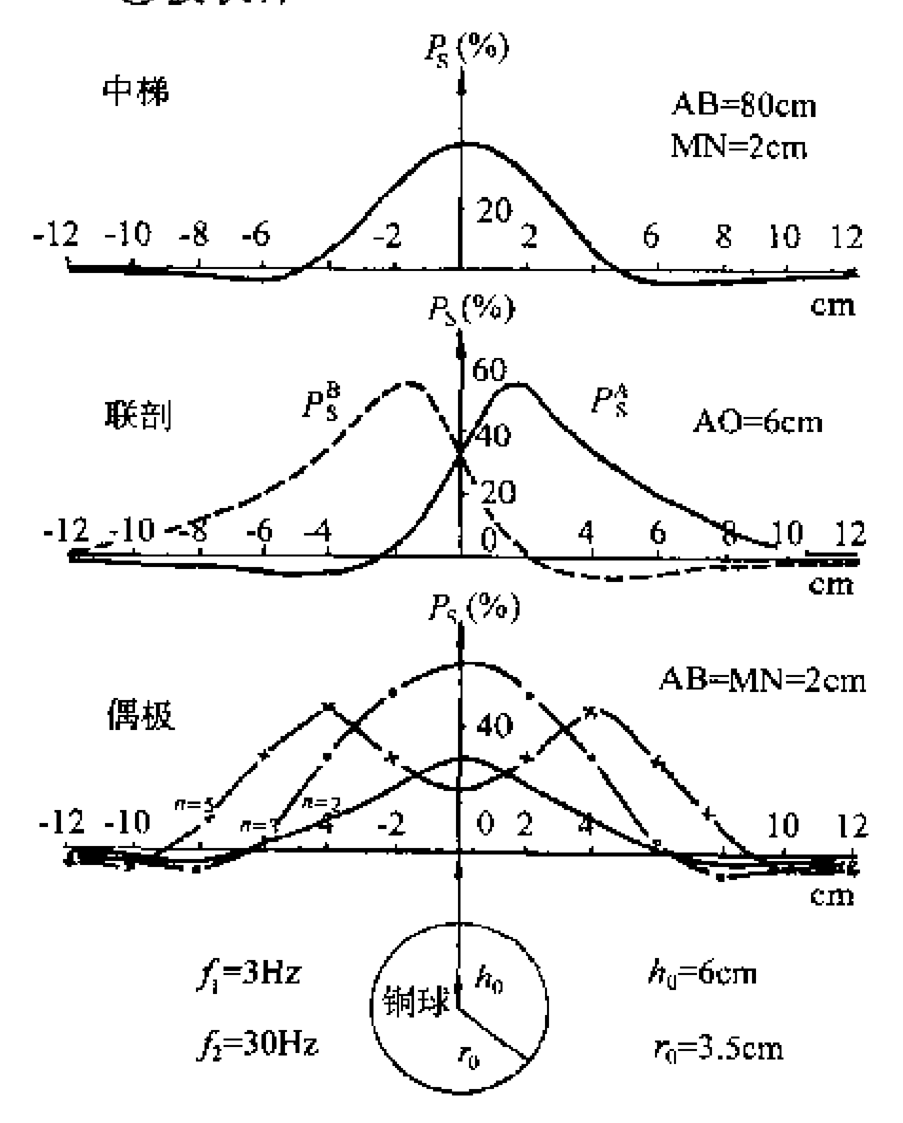
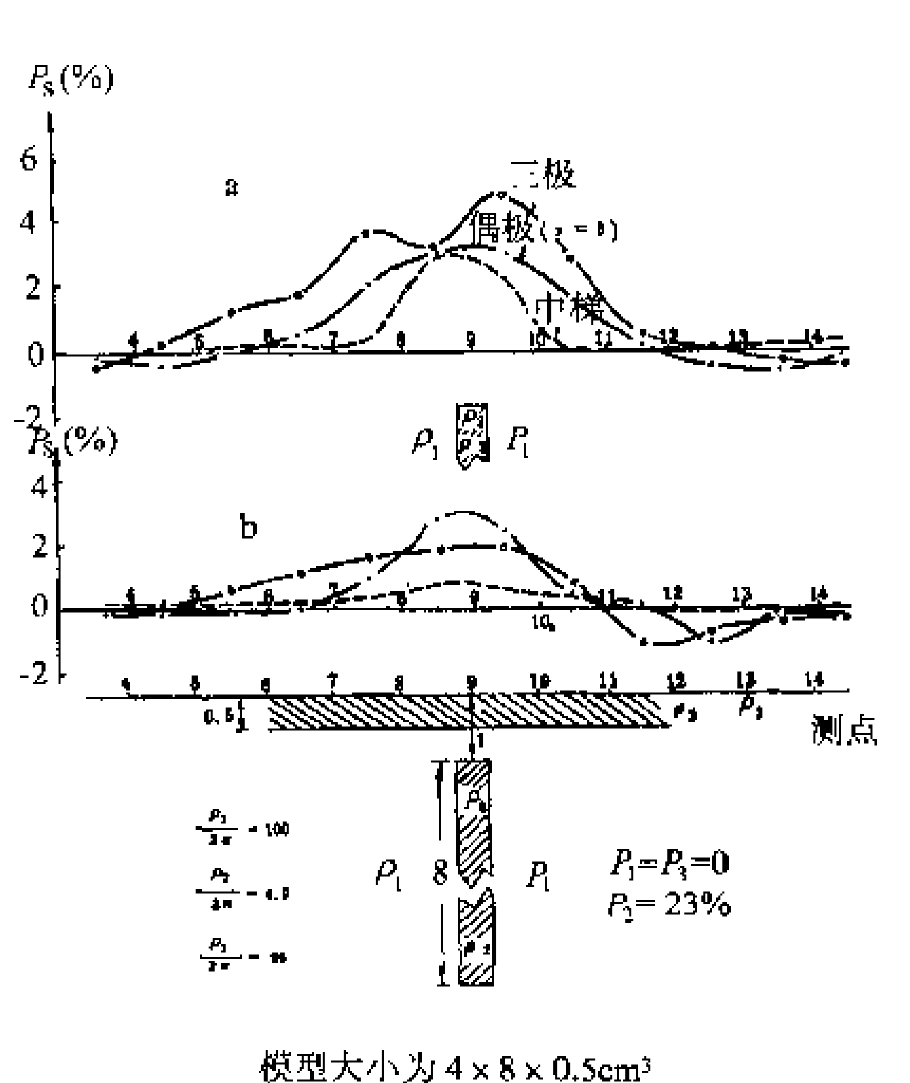


图 3－32　面极化球体上中间梯度、联合剖面和偶极剖面视频散率曲线示意图
（引自傅良魁，1982）



模型大小为 $4\times8\times0.5cm^3$

图 3－33　直立低阻极化板上有无良导盖层时中间梯度、三极和偶极装置视频散率曲线示意图
（引自傅良魁，1982）
a. 无良导覆盖层；b. 有良导覆盖层

图 3－33 为直立低阻极化板上有无良导盖层时，用中间梯度、三极和偶极剖面装置取

得的视频散率曲线示意图。由图可见，当无良导盖层时，三极装置的视频散率异常最大，中间梯度和偶极装置的频散率异常次之；当有良导盖层时，各种装置视频散率异常的幅度普遍下降，但偶极装置视频散率异常相对明显。

(2)复电阻率观测

复电阻率观测利用的几乎是连续的频率谱，测量电场的振幅、相位或实分量、虚分量等参数，求出复电阻率，从而了解地下介质的电性变化。

第三节　自然电场法

自然电场法[3,8]，顾名思义，就知道是一个与前述电阻率法、激发极化法不同的方法，即不用人工供电，而是利用天然的电场来进行探测的方法，也就是被动源的方法。正是由于不需要人工供电，自然电场法是一种简便易行，工作效率高的方法；但也正是由于不需人工供电，它只能在探测目标本身能产生电场时才能应用，因此它的应用范围自然受到了限制。

一、自然电场法的理论基础

这里谈到的自然电场不是由于地面或地球外部电磁源在地球内部感应而产生的大范围的天然电流(一般称大地电流)形成的电场，而是由于地下介质局部的不均匀性与其含水溶液的围岩之间的电化学作用而产生的天然电流形成的电场。后面这种电场的成因是多样的，目前公认的有下列几种：

(1)导体与水溶液接触时的氧化还原作用产生的电化学电场

金属及某些矿石、岩石，如铁矿、石墨等具有较强的电子导电性质。当这类导体一部分出露于潜水面上时，由于这部分处于氧化作用较强的环境里，导体因氧化失去电子而带正电；潜水面以下部分则因处于还原环境而带负电。与导体接触的水溶液的情况刚好相反，潜水面以上与导体接触的水溶液带负电，而潜水面以下与导体接触的水溶液带正电。于是导体与其周围的水溶液作为一个整体，就如同一个天然的原电池，有电流在导体与其含水溶液的围岩内流动。电流的方向，在含水溶液的围岩内是自下而上，在导体内是自上而下。从而在导体上方的地面上形成负电位中心，称负中心，远离导体，电位值慢慢升高。

(2)岩石孔隙中水溶液的渗透作用产生的过滤电场

地下水溶液在流动过程中经过孔隙较多的岩体时的情况，与电解质通过毛细管类似。由于岩石的孔隙壁往往能吸附溶液中的负离子，于是在溶液流出岩石的一端，正离子浓度增大，而另一端则负离子浓度增大，从而使岩体两端之间产生了电位差，形成了所谓过滤电场。

从过滤电场形成的机制可知，过滤电场是出现在有水溶液流动的地方，如山坡、河堤、水坝以及岩溶漏水地区，都有可能观测到这种自然电场。

(3)岩石中水溶液离子扩散作用产生的扩散电场

当含矿化程度不同的水溶液的岩体或岩层接触时，浓度大的溶液中的离子向浓度较小的溶液渗透，发生离子扩散现象。由于正、负离子在扩散过程中有不同的迁移率，于是

浓度较小的溶液就逐渐显示出与迁移率较高的离子相同的电性，而浓度较大的溶液则显示相反的电性，从而在这两种介质之间出现电位差，形成了电场。这种电场称为扩散电场。扩散电场的强度往往比较弱，而且它还容易与其它成因的自然电场同时存在，所以很难找到单纯由扩散作用产生的自然电场的实际例子。

二、野外工作方法

自然电场法只用两个电位电极，所以它只有两种观测方法：

1. 电位法

将一个电位电极安置在某个固定点上，另一个电位电极沿测线在各个测点上测量该测点与固定点间的电位差。这个位置固定的点叫基点，它应当被安置在不受自然电场影响的地方(称正常场)。当测区面积比较大，测线很多，一个基点影响到工作效率时，可布置一条基线，在线上布置一些辅助基点。这些辅助基点称为分基点。但以这些分基点为基点测得的电位差，最后都必须换算为相对于测区内某一个固定点的电位差，这个固定点叫做总基点。基线及总基点的选择除应位于正常场外，还应考虑测量工作的方便。

2. 梯度法

当电场的干扰(如大地电流及其他电源输出的电流)很大及测点与基点间的距离过大(一般认为超过 50m)时，可以采用梯度法，即两个电位电极同时移动，测量相邻两个测点间的电位差。因此，梯度法的工作效率比电位法低。

三、数 据 处 理

在用电位法进行自然电场观测时，首先要把由各分基点测得的电位差换算为各测点相对于总基点的电位差。

与电阻率法一样，利用自然电场的电位差数据可以制成三类图件：

(1)异常剖面图，即以测线上测点为横坐标，该测点的电位差为纵坐标，绘制电位差沿测线的变化曲线。由于自然电位法中测得的电位差是负值，所以纵坐标最好铅直向下。

(2)异常等值线平面图，在按所需的比例尺绘制的测点分布平面图上，在测点旁标出该测点的电位差值，然后绘制电位差等值线平面图。

(3)异常剖面平面图

将每条测线的自然电位异常剖面图与各测线位置平面图结合为同一张图。

四、自然电位异常的解释

1. 定性解释

(1)球体及直立柱体的自然电位异常

球体、直立柱体引起的自然电位异常在等值线平面图上接近于一组同心圆，但在负中

心附近，等值线较稀；稍远一些比较密；再远又比较稀，且电位差值趋于零。等值线密集处大致是该球体或直立柱体的边界，因为在它与围岩接触处，电位梯度最大。

在直立柱体的情况下，当柱体埋深较浅，而柱体长度越长，即下部向下延伸越深时，其在地面上的自然电位异常的梯度就越小。

如果柱体倾斜或球体倾斜极化时，自然电位异常的等值线可能一边比较密，甚至出现正值。

(2)水平柱体与直立薄板或厚板的自然电位异常

这类异常在等值线平面图上一般是狭长椭圆形，其轴心为负极小值。在垂直异常走向的剖面上，曲线是对称的，异常等值线的分布疏密不均。等值线较密的地方往往就是异常体的边缘，由此可以大致圈定异常体的范围。

当板状体倾斜时，等值线的分布就不对称。在板状体倾斜的一侧，等值线比较密集，有时有正值出现，由此也可大致了解异常体的走向及倾向。

2.定量解释

根据理论研究和实践经验，目前有以下一些计算异常体的埋深和厚度的公式：

(1)直立柱体顶面的深度

设柱体顶面的深度为 h，柱体向下延伸的长度为 $2L$，柱体在地面引起的自然电位异常曲线如图 3-34 所示。图中，通过曲线两翼的转折点作两根切线，分别与横轴相交于 C 点及 D 点；过极小值点作切线，分别与转折点的两根切线相交于 E 及 F 点；从 E 及 F 点作垂线与横轴相交于 G 及 H 点；A 及 B 点为曲线上的半极值点，即 AO = BP = EG/2；令 AB $= q$，CG $= m$，HD $= n$。当柱体的延伸在 0 及∞之间(即 $0<2L<\infty$)时，有：

$$0.65q \geqslant h \geqslant 0.3q$$

$$0.86w \geqslant h \geqslant 0.38w \qquad (3-26)$$

式中：

$$w = (m+n)/2$$

对于球体，$2L \to 0$，由上式求得的 h 值为球心的深度。

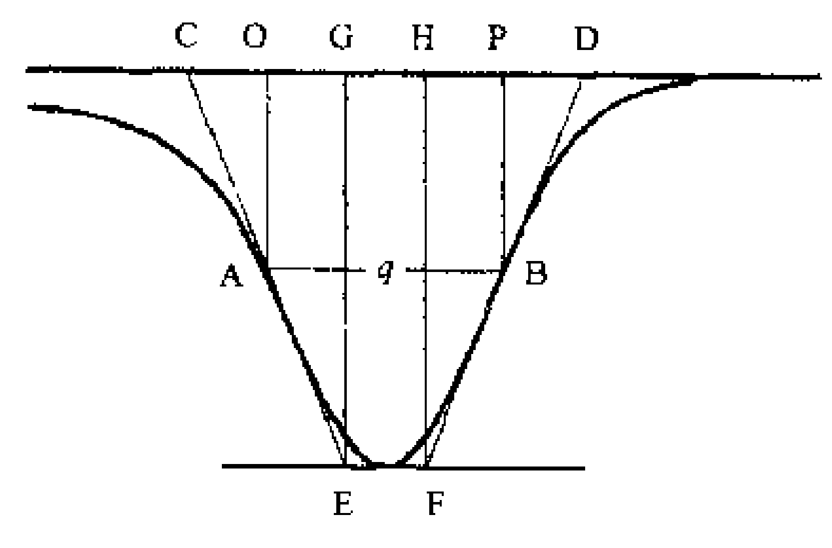


图 3-34　直立柱体自然电位异常曲线示意图

(2)板状体顶面的深度

板状体沿走向的长度在 0 及∞之间。当测线垂直板状体走向时，异常曲线同上图。

①板状体下延很深时，有：

$$0.3q \geqslant h \geqslant 0.2q$$

$$0.38w \geqslant h \geqslant 0.26w \qquad (3-27)$$

②板状体下延不深时，有：

$$0.65q \geqslant h \geqslant 0.5q$$

$$0.86w \geqslant h \geqslant 0.6w \qquad (3-28)$$

(3)板状体厚薄的估计：

$$d = 2\Delta/(2w + 2\Delta) \qquad (3-29)$$

式中：$2\Delta =$ EF，如图 3-34 所示。一般认为当 $d < 0.1$ 时，板状体为薄板。

第四节　电磁法概述

电磁法的基本原理是电磁感应和电磁波在传播过程中的折射、反射与衰减。从不同的角度出发,电磁法有不同的分类:

(1)根据观测仪器所处的空间位置的不同,可分为航空、地面和井中电磁法;

(2)根据电磁场源是人工或天然的,可分为人工电磁场源方法(大多数电磁法属此类)和天然电磁场源法;

(3)根据观测参数的不同,又可分为许多方法。

因此,电磁方法的变种达数十种之多,但在考古工作中起作用的主要是人工场源方法。

人工场源可分连续波场、脉冲瞬变场和辐射场三大类。

连续波场和脉冲瞬变场法是向地面的发射线圈送入交变电流,产生的交变磁场称为一次场。一次场使地下的导体受到感应而产生与一次场同频率的交变电流称为二次感应电流。感应交变电流在导体周围产生的交变磁场,称为二次场或异常场。连续波的场总是呈总和场的形式存在,但二次场有虚分量和实分量,而一次场无虚分量。因此,连续波场法中,除虚分量法观测的总和场虚分量实质上是异常场的虚分量,因而属于纯异常测量外,一般观测的是总和场,而脉冲瞬变场法观测是一次场消失后的二次场,不受一次场的影响,属纯异常测量。连续波场是向发射线圈送入谐变电流产生的,脉冲瞬变场是向发射线圈送入脉冲电流产生的,二者的物理实质都是电磁感应,所以也被称为感应法。不过前者研究的是异常与频率的关系,即频率域电磁法,而后者研究的是异常与时间的关系,即时间域电磁法,二者的成果是可以互换的。

辐射场目前有两种方法:甚低频法和探地雷达,它们利用的都是电磁波。甚低频法用的是波谱中的甚低频波段(15～35kHz)的电台,特别是功率较强的海军通讯电台为一次场场源,但它探测的是因一次场的作用而产生的二次场和总场;探地雷达则是通过特高频(1MHz～1GHz)电磁波在地下传播及折射、反射,来了解地下介质结构。

电磁法应用的范围比较广,与其他电法比较,有它的优点,也有缺点。主要优点是许多电磁法的电源不接地(测磁场的传导类电法除外),因此可在接地条件不同的地区,特别是接地条件较差的地区使用。尤其是航空电磁测量,可在地面条件恶劣地区进行快速的大面积勘查,是许多其他方法所难及的;另一方面,电磁法的方法多,能在许多不同的探测任务中应用。但它也有它的缺点,如地表电性的不均匀性对电磁法的观测影响严重,而感应法只有探测目标是良导体时才能得到较好的效果等等。

电磁法牵涉的介质物理性质的参数有电阻率 ρ、磁导率 μ 和介电常数 ε。介电常数是在频率高达 10 万周以上时才显示其作用。

在考古探测中,目前用得最多的电磁法是探地雷达和金属探测器探测,因而下面主要介绍这两种方法。

第五节　探地雷达

探地雷达(ground penetrating radar,简称 GPR)是考古地球物理勘查中用得比较多的一种地球物理方法[17,65]。它可以提供比较准确的定量信息,而且设备相当轻便,因而深受考古工作者的欢迎。但是,由于低阻介质对高频电磁波的强烈吸收,使这个方法在有低阻地层覆盖的地方难以起到作用。同时,由于高频电磁波的能量随深度而衰减较快,为了探测埋藏深度较大的目标,不得不降低频率,从而又导致方法分辨率的下降。这是这个方法不足之处。

电磁波与地震波都是波动,因而探地雷达与地震勘探在观测方法与数据处理方面是相似的。由于下一章地震勘探方法介绍得比较详细,所以这里在介绍探地雷达时,对这些共同之处,就尽量省略了。

一、探地雷达的理论基础

探地雷达方法是用天线将高频(数兆赫到上千兆赫)电磁波定向送入地下。电磁波在向下传播的过程中遇到不同电性介质的分界面(如覆盖层与古墓等地下建筑物的分界面)时,一部分电磁波能量从分界面上反射后返回地面,由设在地面的接收天线接收并记录下来。知道了电磁波在地下传播的时间和速度,就可求得探测目标距天线的距离。而通过地面上一系列不同位置的测点上的观测,即可确定探测目标在地下的空间位置。由于探地雷达所用的电磁波与光波只是频率的不同,所以,几何光学的一些基本原理,如界面上波的反射及折射定律的概念在这里也是适用的。因此,我们在介绍探地雷达的理论时,就不花篇幅去推导电磁波的波动方程,而是说明以下几点,即与电磁现象,特别是电磁波传播有关的几个介质物理性质参数,电磁波在界面上产生反射和折射的条件和电磁波在介质中的衰减[17]。

1.与电磁现象有关的几个物性参数

与电磁现象有关的物性参数主要有三,即电导率、磁导率和介电常数,前面已经介绍过电导率和磁导率,这里谈谈介电常数和由上述物性参数导出一些重要参数,如波数、波速、相位系数、吸收系数等。

(1)介电常数

前面已经谈到,即使是电介质,在外电场作用下,由于介电极化作用也会产生附加的电场。因此,介电极化既可能被用来研究地下介质,也可能导致对激发极化异常的干扰。反映电介质极化性质的宏观物理量叫做电容率,定义为电位移 $\boldsymbol{D}$ 和电场强度 $\boldsymbol{E}$ 的比值,以 ε 表示,即:

$$\varepsilon = \boldsymbol{D}/\boldsymbol{E}$$

电容率的单位为法拉每米(F/m)。

电容率是频率 ω 的函数。一般采用所谓相对电容率 ε_r 来表示电介质的极化性质,即:

$$\varepsilon_r = \varepsilon / \varepsilon_0 \tag{3-30}$$

式中：ε 为该电介质的电容率；ε_0 为真空的电容率，在国际单位制中，$\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ F/m。电容率又叫做绝对介电常数，相对电容率又叫做相对介电常数或介电常数。

一般岩石的介电常数在 4～15 之间，水的介电常数为 80。岩石的介电常数往往随水的含量而升高。随着频率的升高，岩石的介电常数值一般趋向减小。

(2)波数、波速、相位系数与吸收系数

波数 k，也称为电磁波在介质中传播的传播常数。

$$k = \omega[\mu(\varepsilon + j\sigma/\omega)]^{\frac{1}{2}} = \omega[\mu\tilde{\varepsilon}]^{\frac{1}{2}} \tag{3-31}$$

式中：μ 为介质的绝对磁导率；ε 为电容率；σ 为电导率；ω 为角频率，它与频率 f 的关系为 $\omega = 2\pi f$；$\tilde{\varepsilon} = \varepsilon + j\sigma/\omega$。

(3-31)式可写成：

$$k = \alpha + j\beta \tag{3-32}$$

式中：

$$\alpha = \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2}+1\right]} \tag{3-33}$$

$$\beta = \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2}-1\right]} \tag{3-34}$$

将(3-32)式代入电磁波表达式

$$P = |P| e^{-j(\omega t - kr)}$$

得：

$$P = |P| e^{-j(\omega t - \alpha r)} \cdot e^{-\beta r} \tag{3-35}$$

式中：P 为空间中某点波的振幅；r 为该点到波源的距离；t 为波从波源到达该点的传播时间。

由式可见：$e^{j\alpha r}$ 反映电磁波的相位随传播距离而变化，故称 α 为相位系数，单位为 rad/m；而 $e^{-\beta r}$ 反映电磁波随传播距离的增大而衰减，故称 β 为吸收系数，单位为 dB/m。

相位系数与电磁波传播速度 V 的关系为：

$$V = \omega/\alpha \tag{3-36}$$

由(3-36)及(3-33)可知：

①当 $\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \ll 1$，即电导率很小，或频率、电容率很大，也就是 $\alpha \approx \omega\sqrt{\mu\varepsilon}$ 时，电磁波传播速度

$$V = \frac{V_0}{\sqrt{\mu_r \varepsilon_r}} \tag{3-37}$$

式中：V_0 为空气中电磁波速度，μ_r 和 ε_r 分别为相对磁导率和相对介电常数。因此，在这种情况下，电磁波的传播速度与电导率无关，而与介质的介电常数和磁导率的平方根成反比。

②当 $\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \gg 1$，即电导率很大或频率很小，也就是 $\alpha \approx \sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}$ 时，电磁波传播速度：

$$V = \sqrt{\frac{2\omega}{\sigma\mu}} \tag{3-38}$$

此时，电磁波传播速度与介电常数无关，而电导率愈大，电磁波传播速度愈小。

2. 电磁波能量在介质中传播时的衰减

(1)低阻介质

由(3－34)式可见,当介质的电导率很大时,电磁波的吸收系数

$$\beta \approx \sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}}$$

说明在高导介质中,吸收系数与介电常数无关。随着电导率和频率的增大,吸收系数值增大,电磁波能量吸收得比较多,因而这类介质被称为损耗介质。电磁波振幅在损耗介质中衰减到初始振幅的 $1/e$ 时,电磁波所能穿透的深度,叫做趋肤深度(skin depth),也有叫有效深度(effective depth)的,以 δ 表示。

$$\delta = 1/\beta = \sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu}}$$

式中:ω 为角频率,单位为弧度/秒(rad/s);σ 为电导率,单位为[1/(欧姆·米)][1/(Ω·m)];μ 为绝对磁导率,单位为亨利/米(H/m)。

由上式可见,在低阻介质中,介质的绝对磁导率或磁导率(因 $\mu=\mu_r\mu_0$,而 μ_0 为常数)及电磁波的频率愈高,电磁波穿透的深度愈小。

(2)高阻介质。

当 $\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \ll 1$,即电导率很小或介电常数很大时,介质的吸收系数

$$\beta \approx \frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}$$

说明在高阻介质中,吸收系数与频率无关,而与电导率成正比,与电容率或介电常数(因 $\varepsilon=\varepsilon_r\varepsilon_0$,而 ε_0 为常数)的平方根成反比。空气的电导率为零,故电磁波在空气中基本上不被吸收。

3. 电磁波在界面上产生反射和折射的条件

电磁波入射到两个不同电性介质的分界面上时,产生反射和折射。

反射遵从反射定律:入射角等于反射角。

折射也遵从折射定律:

$$\sin A = n\sin B$$

式中:$n = v_1/v_2 = k_2/k_1$,叫做折射率;A 为入射角;B 为折射角;v_1 及 v_2 分别为界面上、下介质中的电磁波传播速度;k_1 是分界面上覆介质的传播常数;k_2 是分界面下伏介质的传播常数。因此,电磁波在界面上产生折射的条件是界面上、下介质的电磁波传播速度或传播常数不相等。折射波电场(或磁场)的幅值与入射波电场(或磁场)的幅值之比称为折射系数。

反射时,反射波电场(或磁场)的幅值与入射波电场(或磁场)的幅值之比称为反射系数。电磁波的反射系数与介质的波阻抗和电磁波的入射角及折射角有关。而波阻抗 η 定义为电场强度与磁场强度的比值,由下式确定:

$$\eta = k/\omega\tilde{\varepsilon} = (\mu/\tilde{\varepsilon})^{\frac{1}{2}}$$

当电磁波入射到界面上时，产生反射的条件是界面两边介质的波阻抗不相等。

4.岩石和古遗存的磁导率及介电常数

如上所述，与探地雷达方法有关的物性参数有电导率(或电阻率)、介电常数和磁导率。电导率前面已经谈过，磁导率(相对磁导率)在第二章里也已讲到，它与磁化率 k 的关系为：

$$\mu_r = 1 + k$$

由此可见，磁化率越大，磁导率也就越大。

常见岩石和古遗存的相对介电常数见表 3-3[5,64]：

表 3-3　常见岩石及古遗存的相对介电常数

名称	频率(Hz)	相对介电常数	名称	频率(Hz)	相对介电常数
含水土壤(含水%)				10^4	
7.8		4		10^7	9.2
32.1		7.9	干燥白云岩	10^2	11.9
41.4		29.4		10^4	8.7
砂质泥岩		5.5		10^7	7.7
干燥砂岩	10^3～10^5	4.6～5.9	木材		2～8
含水砂岩(含水%)			淡水		81
15		7.4	陶瓷		5～6
28		12.1	空气		1
干燥石灰岩	10^2	15.4			

二、野外观测

1.观测仪器

探地雷达观测仪器是微机式的，集程序控制、测量、记录、数据处理、显示于一身。按天线的多寡，可以分为两类：

(1)单天线：发射电磁波与接收来自地下的反射信号，由同一根天线完成，观测比较简单；

(2)多天线：发射与接收信号，不但是由不同的天线来完成，而且还可以由多根天线来完成。这样，既提高了工作效率，又实现了不同频率、不同参数等多种方式的观测。

2.观测方法

探地雷达的观测方法基本上是剖面观测，主要有两种方法：

(1)简单及多次覆盖剖面法

①简单的剖面法是用天线距固定的发射-接收天线沿测线移动，进行观测。

②多次覆盖是用天线距不同的发射-接收天线对界面上同一反射点(实际上是对同一测点)进行多次测量(即所谓多次覆盖)，经过时差校正，使每次测量的波的走时，都校正为

从测点向下发射，在反射点反射后，又回到测点的路程的走时，也就是测点电磁波自发自收的走时。将这些信号叠加起来，信号得到加强，而干扰遭到削弱。这是地震勘探中广泛采用的方法，将在下一章里介绍。

(2)宽角法

一个天线固定在测线上某点不动，另一天线沿测线移动，测量地下不同反射面的反射，用以了解地下介质的电磁波传播速度。

多天线观测至少可以提高工作效率，同时，由于它可以采取形形色色的测量方式，可获取多方面的地下信息。

三、数据处理

探地雷达的数据处理，包括数字滤波、反褶积、偏移、叠加等等，目的都是压制干扰、增强信号，获得准确的地下信息。这些数据处理方法与第四章的数据处理方法类似，就不一一介绍了。这里只介绍几个应用实例。

1.埋在浮石层下日本古住宅的探地雷达勘查

图3－35是一处埋在浮石层下的日本古住宅雷达剖面图[65]。日本有许多遗址被火山喷出的浮石层覆盖，而浮石既均匀，水又排得干净，对应用探地雷达来说，效果特别好。图上住宅基底及路堤明显可见。图的下边是多次反射，这是探地雷达常见的问题之一，容易使图像复杂化，不过，采用适当的野外观测技术和数据处理，还是可以取得满意的结果。

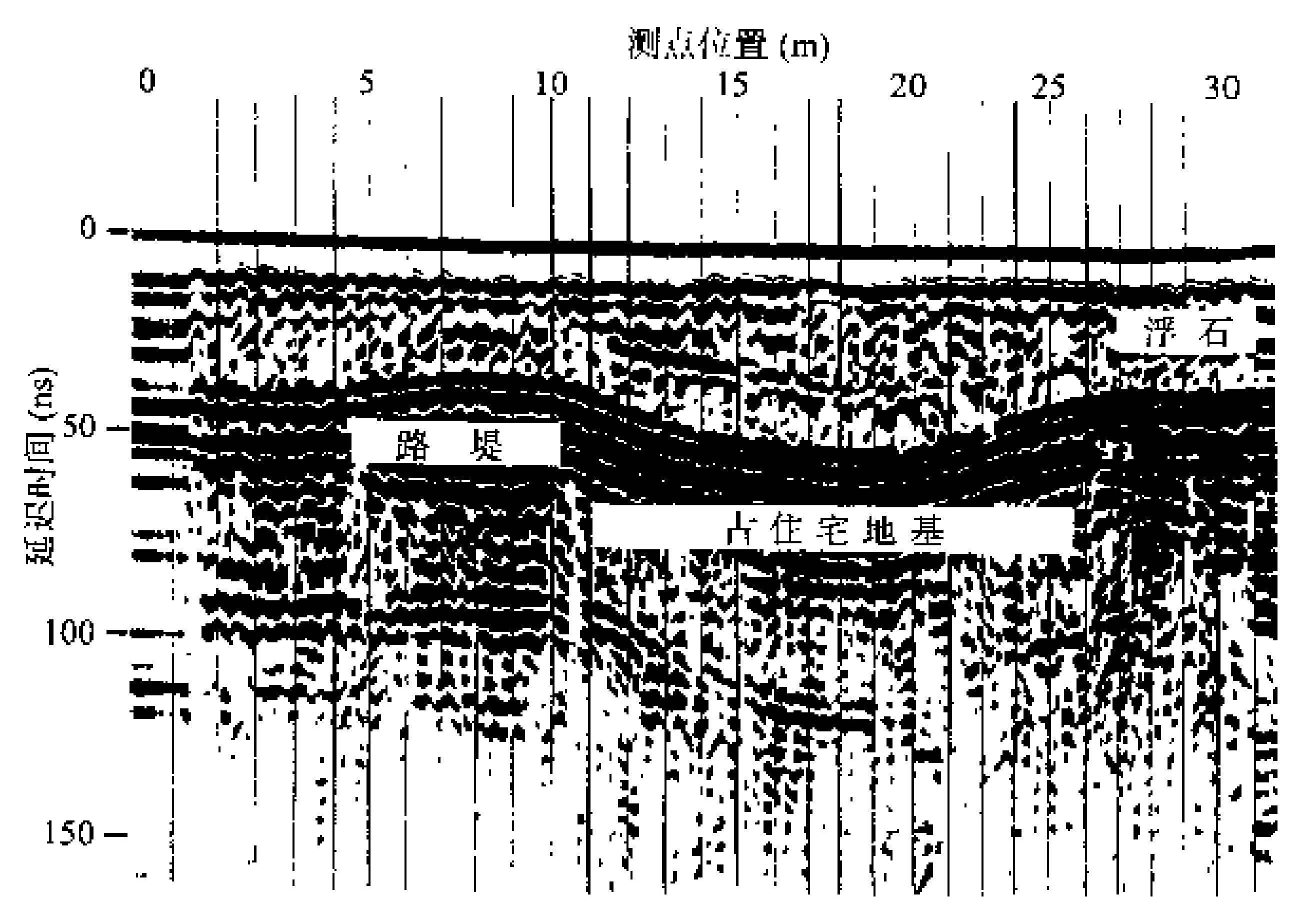


图3－35 埋在浮石层下日本某古住宅雷达剖面图
(引自A.J.Clark,1990)

2.探地雷达在日本某古文化遗址上的应用

图3－36是日本某古文化遗址的探地雷达成果图[60]。上为探地雷达时间剖面，下为

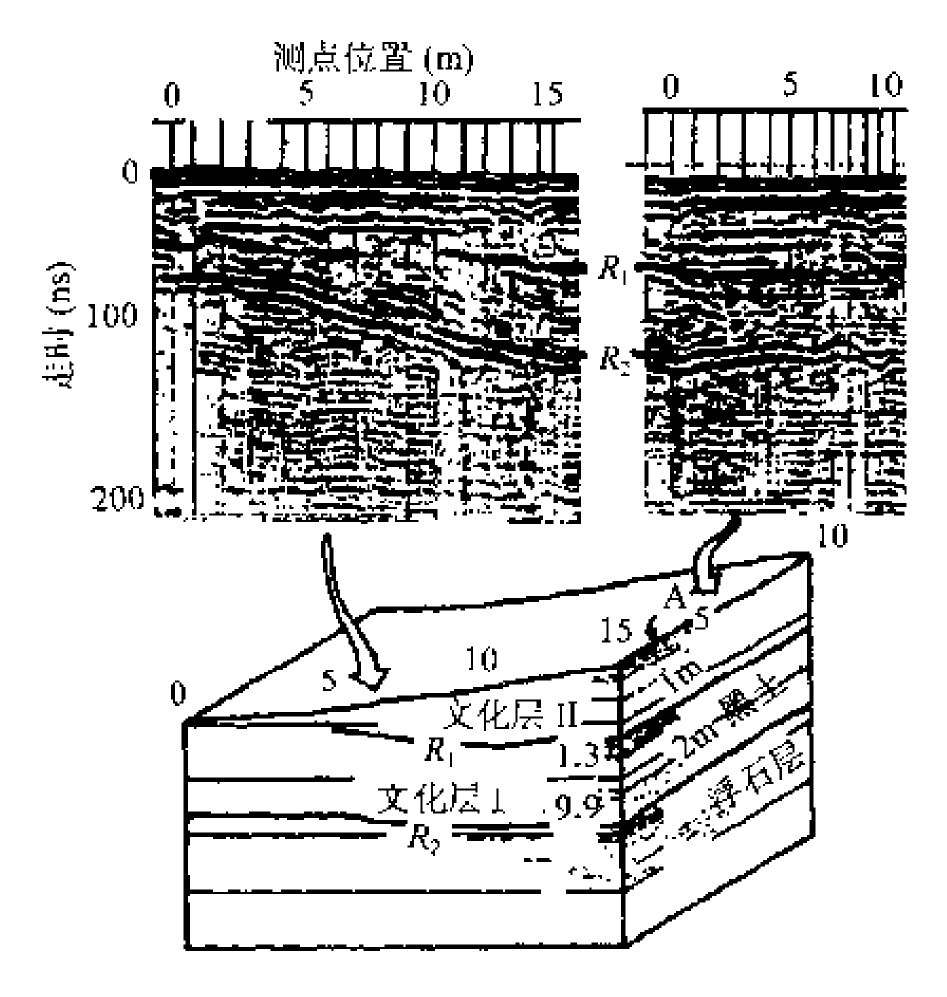


图 3-36 古遗址探地雷达时间剖面与发掘深度
剖面对照图
(引自朱俊英,1996)

考古发掘的深度剖面。由图可见,探地雷达时间剖面上有两个反射:R_1 及 R_2。由宽角测量法测得反射面 R_1 以上地层的平均电磁波传播速度为 5.5cm/ns,算得该界面的深度为 1.26m;反射面 R_2 以上地层的平均电磁波传播速度为 6.2cm/ns,计算所得的深度为 2.84m。随后发掘,自上而下揭露三层:表层为覆土,厚 1.3m;下层为黑土,厚 1.5m;最下层为浮石层。从而取得两个界面的实际深度分别为 1.3m 及 2.8m,与探地雷达得到的数据相当一致。

第六节 金属探测

用金属探测器(metal detector)探测埋在地下的古代金属器皿,是考古工作中用得比较多的一种方法。

一、工作原理

金属探测器的工作原理有两类:

(1)一类金属探测器的探头是由两个线圈组成。这两个线圈产生的磁场,强度相等,方向相反,因而在通常的情况下,系统处于平衡状态,无信号输出,此时,监视器的读数为零;但当其中一个线圈遇有金属物体时,系统的平衡遭到破坏,于是就产生信号,从监视器上可以得到读数。也可以用耳机监听来代替监视器。

(2)另一类金属探测器类似雷达。它发射和接收电磁脉冲都是由同一个线圈。线圈发射电磁脉冲后,立刻转换为接收。电磁脉冲遇到金属物体,产生感应磁场,又被线圈接收。由脉冲发射到信号接收所经过的时间,可以推算物体的位置。

二、仪　器

由于工作原理的不同，探测仪器也就不同，但大体上是由三部分组成：一是探头，也就是线圈；一是控制器；一是监视、监听或记录器。控制及监视器一般都安装在一根长棒上，探头则在棒的一端。探测时，探测者手持长棒，让探头接近地面，沿测线探测。

金属探测器还可用于水下金属探测。为了防水，探头或扫描器必须用耐磨的塑胶密封。

三、效　果

金属探测器的探测深度虽然只有几米，但使用方便，能探测钱币之类只几个厘米大小的金属，有的还能分辨废物与金、银、铜等金属。特别在考古发掘过程中，它不但能指引发掘的方向，而且还可避免金属文物损毁的事故，是考古勘探一个有用的工具。

第四章　地震勘探方法

地震勘探方法是一种勘探精度较高，能提供较准确的探测目标的形状、大小及埋藏深度的方法，因而在许多方面得到了应用，尤其在石油和天然气勘探中，更是独领风骚。近年来，在考古地球物理方面，它也得到越来越多的应用。但是，由于它在野外工作时所用的仪器设备比较复杂而又不大轻便，工作费用比其他考古地球物理方法高，在一定程度上，影响它的作用的发挥。不过，在有些情况下，它是其他考古地球物理方法难以替代的。工作原理与它相同的声波法，在探测目标比较浅的情况下，可以起到很好的作用，因而在一定意义上弥补了地震勘探方法之不足，所以，本章在介绍地震勘探方法的同时，也介绍声波法。

计算机的出现，给地震勘探技术带来了一次大跃进，但基本理论没有什么变化。而且许多现代的地震勘探方法，包括数据处理方法，绝大多数都是过去的方法在新的条件下的应用。因此，本章在介绍现代地震方法的同时，以一定篇幅介绍过去使用过的一些方法，以便对现代使用的方法有更好的理解。

这一章还介绍了全息地震勘探。看起来，这似乎是遥远将来的事。然而，从考古工作的实际来看，许多古遗存埋藏得都不太深，而且相对于金属矿和煤及油气田来说，古遗存的形状（例如古墓）及上覆介质都比较简单。说不定全息地震在考古方面能找到突破口。

第一节　地震勘探方法的理论基础[1,24]

一、弹性理论的几个基本概念

1. 弹性与塑性

在外力作用下，固体的体积和形状的变化，叫做形变。形变有两种：

一种是在外力取消后，固体能恢复到原来的状态的，叫做弹性形变。固体具有的这种能使它恢复到原来状态的能力，叫做弹性。而这种固体，也就叫做弹性体。

另一种是在外力取消后，固体不能恢复到原来的状态，仍然保留其形变的，叫做塑性形变。固体具有的经历形变而不产生明显的体积变化、弹性回响及断裂的性质，叫做塑性。这种固体，就叫做塑性体。

大多数固体既可是弹性的，也可是塑性的，关键在于外力的大小和外力作用时间的长短。当外力较小，或作用时间短时，固体表现为弹性的；而当外力大，或作用时间长时，则表现为塑性的。

固体在外力消除后能够立即完全恢复原来的状态的，叫做理想弹性体或完全弹性体。

2. 应力与应变

(1)应力

弹性体在外力作用下,在弹性体内单位面积上产生的弹性力,称为应力。

作用于弹性体内任一平面上的应力可以分解为两个应力分量:

一个分量与该平面垂直,称为法向应力或正应力。

另一个分量与该平面相切,称为剪切应力或切应力。

应力与作用平面的法线方向有关。同一点,不同法线方向的平面上的应力可以不一样。为了描述弹性体内某点的应力,可在该点取一无限小的平行六面体。六面体的每一个面都垂直于直角坐标的坐标轴,于是可得 9 个应力分量(如图 4-1 所示):

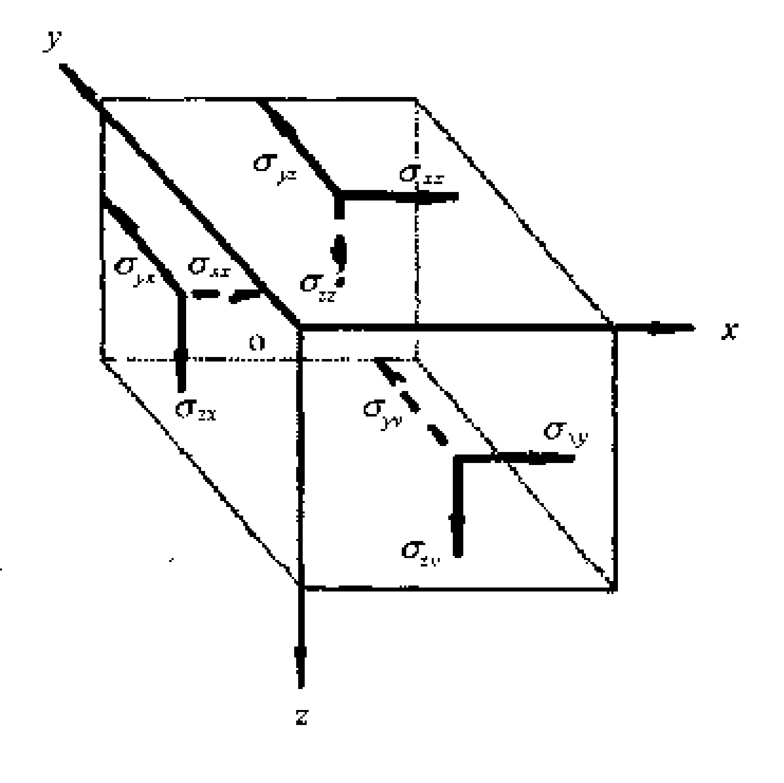


图 4-1 作用在无限小六面体上的应力分量

三个法向应力分量:$\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$

六个剪切应力分量:$\sigma_{xy}, \sigma_{yx}, \sigma_{xz}, \sigma_{zx}, \sigma_{yz}, \sigma_{zy}$

应力分量下标的第一个字母表示该应力分量作用的方向;第二个字母表示应力分量作用平面的法线方向,如 σ_{xy}表示在法线指向 y 方向的平面上,向 x 方向作用的剪切应力分量。

当六面体处于静平衡时:

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yx}, \sigma_{xz} = \sigma_{zx}, \sigma_{yz} = \sigma_{zy}$$

因而上述 9 个应力分量只有 6 个是独立的。

(2)应变

前面说到物体在力的作用下,发生体积和形状的变化,称为形变。

只发生体积变化,而形状不变的形变,叫做体积形变;

只发生形状变化,面体积不变的形变,叫做形状形变;

而描述外力作用下,物体的相对形变的量,叫做应变。

下面还是用无限小六面体来讨论应变的定量描述问题。

①线应变分量与体应变

为了简化起见,我们先讨论体积形变的情况。

设弹性介质内无限小六面体与直角坐标轴 x、y、z 平行的三个边的边长为 dx、dy、dz,三边的交点,即六面体的一个角所在的点为 A;在外力作用下,六面体产生体积形变,A 点位移至 A′,位移矢量 AA′ = $\boldsymbol{U}$ 在 x、y、z 方向的位移分量分别为 u、v、w;dx、dy、dz 相应形变为 dx'、dy'、dz'。因而:

$$dx' = dx + \frac{\partial u}{\partial x}dx = dx(1 + \frac{\partial u}{\partial x})$$

$$dy' = dy + \frac{\partial v}{\partial y}dy = dy(1 + \frac{\partial v}{\partial y})$$

$$dz' = dz + \frac{\partial w}{\partial z}dz = dz(1 + \frac{\partial w}{\partial z})$$

式中：$\frac{\partial u}{\partial x}$，$\frac{\partial v}{\partial y}$，$\frac{\partial w}{\partial z}$为位移分量 u、v、w 在 x、y、z 三个方向的变化率，称为线应变分量，分别以符号 e_{xx}、e_{yy}及 e_{zz}来表示，即：

$$e_{xx}=\frac{\partial u}{\partial x},e_{yy}=\frac{\partial v}{\partial y},e_{zz}=\frac{\partial w}{\partial z} \tag{4-1}$$

于是形变前六面体的体积；

$$dV=dx\,dy\,dz$$

形变后六面体的体积：

$$dV'=dx'dy'dz'=dx\,dy\,dz(1+\frac{\partial u}{\partial x})(1+\frac{\partial v}{\partial y})(1+\frac{\partial w}{\partial z})$$

由于$\frac{\partial u}{\partial x}$，$\frac{\partial v}{\partial y}$，$\frac{\partial w}{\partial z}$相对于 dx、dy、dz 来说是小的量，因而它们的乘方与乘积都可忽略不计，于是

$$dV'=dx\,dy\,dz(1+\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z})$$

因此，六面体在受力前后的体积相对变化，即体应变：

$$\theta=\frac{dV'-dV}{dV}=\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=e_{xx}+e_{yy}+e_{zz}$$

θ 常称为体应变系数。而$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}$即位移矢量 $\boldsymbol{U}$ 的散度。故体应变系数：

$$\theta=\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=\mathrm{div}\boldsymbol{U}=e_{xx}+e_{yy}+e_{zz} \tag{4-2}$$

由此可见，在弹性介质中，质点位移矢量场散度的物理意义就是弹性介质体积的相对变化。

②角应变分量

现在来讨论在外力作用下，弹性介质内无限小六面体各边与相应坐标轴间夹角的变化。为便于讨论，我们看位于直角坐标系 xy 平面内的六面体的一面 ABCD 的形变，如图 4－2 所示。

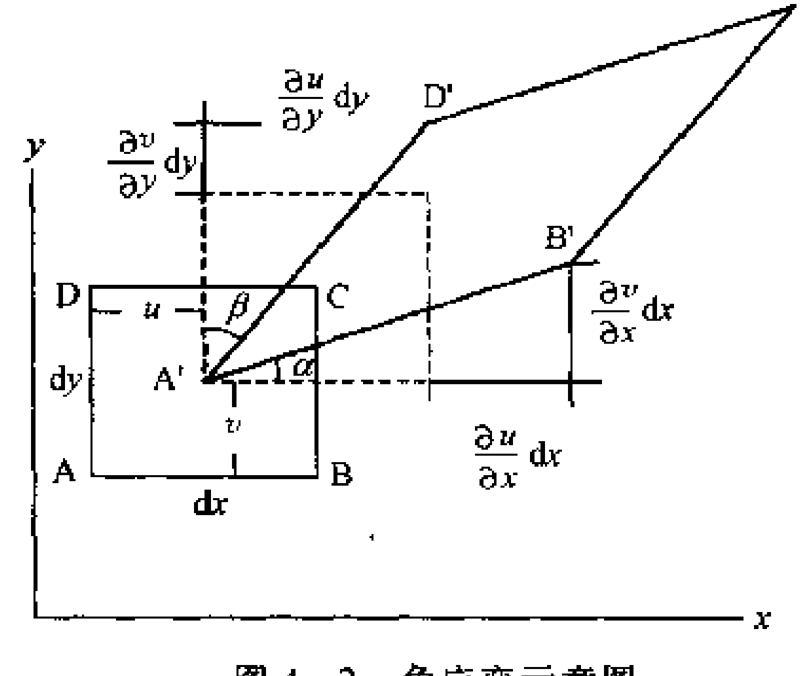


图 4－2　角应变示意图

在图 4－2 中，ABCD 为形变前六面体的一个面，A′B′C′D′为其形变后的状态，A′B′与 A′D′两个边与 x 及 y 轴的夹角分别为 α 及 β，则：

$$\mathrm{tg}\alpha=\frac{\frac{\partial v}{\partial x}dx}{dx+\frac{\partial u}{\partial x}dx}=\frac{\frac{\partial v}{\partial x}}{1+\frac{\partial u}{\partial x}},\qquad \mathrm{tg}\beta=\frac{\frac{\partial u}{\partial y}dy}{dy+\frac{\partial v}{\partial y}dy}=\frac{\frac{\partial u}{\partial y}}{1+\frac{\partial v}{\partial y}}$$

由于$\frac{\partial u}{\partial x}$及$\frac{\partial v}{\partial y}$都比 1 小得多，因此以上二式为：

$$\mathrm{tg}\alpha\approx\frac{\partial v}{\partial x},\qquad \mathrm{tg}\beta\approx\frac{\partial u}{\partial y}$$

而 α 及 β 角都小，因而：

$$\mathrm{tg}\alpha \approx \alpha \approx \frac{\partial v}{\partial x}, \qquad \mathrm{tg}\beta \approx \beta \approx \frac{\partial u}{\partial y}$$

于是 xy 平面内矩形 ABCD 两边与 x 及 y 轴夹角的总变化：

$$e_{xy} = \alpha + \beta = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$$

称为 xy 平面内的角应变分量。同理可获得另两个坐标平面内的角应变分量。于是：

$$e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$$

$$e_{zx} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \qquad (4-3)$$

这种用角应变分量来表示只有角度变化的应变，称为剪切应变。

当 $\alpha+\beta$（即角应变分量 e_{xy}）不变时，加大或减小 α 角（相应地也就减小或加大 β 角），都相当于整个平行四边形 A′B′C′D′作为一个刚体在 A′点绕 z 轴转动，转角

$$\phi_z = \frac{1}{2}(\alpha - \beta) = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) = \frac{1}{2}\mathrm{rot}_z\boldsymbol{U}$$

同理：

$$\phi_y = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\right) = \frac{1}{2}\mathrm{rot}_y\boldsymbol{U}$$

$$\phi_x = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}\right) = \frac{1}{2}\mathrm{rot}_x\boldsymbol{U} \qquad (4-4)$$

由以上各式可见，逆时针方向转动时的转角为正，而位移矢量 $\boldsymbol{U}$ 的旋度的物理意义正是表现了弹性介质旋转的角度。

3. 胡克定律与弹性常数

（1）胡克定律

前面已经提到，当外力较小时，大多数固体都表现为弹性体，其应力与应变的关系是线性的。当应力增加到某个数值，固体开始出现永久性形变，这时的应力就叫做该固体的弹性极限。这一由实验确定的，固体在弹性极限内应力与应变成比例的规律，称为胡克定律。其数学表达是：固体中任一点六个应力分量的每一个分量都是六个应变分量的线性函数，即：

$$\begin{vmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} e_{xx} \\ e_{yy} \\ e_{zz} \\ e_{xy} \\ e_{yz} \\ e_{zx} \end{vmatrix} \qquad (4-5)$$

式中：C_{ij}（i 及 $j=1,2,3,4,5,6$）为弹性常数，叫做劲度（或倔强）张量。但因 $C_{ij}=C_{ji}$，故上述 36 个系数可减少为 21 个。

对于各向同性弹性介质：

$$C_{12}=C_{21}=C_{13}=C_{31}=C_{23}=C_{32}=\lambda$$

$$C_{44}=C_{55}=C_{66}=\mu$$

$$C_{11}=C_{22}=C_{33}=\lambda+2\mu$$

其余 24 个系数都等于零，于是(4－5)式变为

$$\begin{vmatrix}\sigma_{xx}\\\sigma_{yy}\\\sigma_{zz}\\\sigma_{xy}\\\sigma_{yz}\\\sigma_{zx}\end{vmatrix}=\begin{vmatrix}\lambda+2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0\\\lambda & \lambda+2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0\\\lambda & \lambda & \lambda+2\mu & 0 & 0 & 0\\0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0\\0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0\\0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu\end{vmatrix}\begin{vmatrix}e_{xx}\\e_{yy}\\e_{zz}\\e_{xy}\\e_{yz}\\e_{zx}\end{vmatrix}\tag{4-6}$$

式中：λ 与 μ 称为莱姆常数

将 $\theta=e_{xx}+e_{yy}+e_{zz}$ 代入(4－6)得：

$$\begin{aligned}\sigma_{xx}&=\lambda\theta+2\mu e_{xx}\\\sigma_{yy}&=\lambda\theta+2\mu e_{yy}\\\sigma_{zz}&=\lambda\theta+2\mu e_{zz}\\\sigma_{xy}&=\mu e_{xy}\\\sigma_{yz}&=\mu e_{yz}\\\sigma_{zx}&=\mu e_{zx}\end{aligned}\tag{4-7}$$

胡克定律也可用固体中任一点六个应变分量的每一个分量都是六个应力分量的线性函数的形式来表达。其表达式与(4－6)式类似。式中的系数 S_{ij}（i 及 $j=1,2,3,4,5,6$）称为柔性(或顺服)张量，是相应劲度张量的倒数。

(2)弹性模量

服从于胡克定律的各向同性介质，可用下列称为弹性模量的弹性常数来表达它们应力与应变之间的关系：

① 拉伸模量或杨氏模量

当一根杆沿轴向(设为 X 方向)被拉长或压缩时，则其应力与应变之比为：

$$E=\frac{\Delta F/A}{\Delta L/L}\tag{4-8}$$

式中：ΔF 为拉伸或压缩的力，A 为杆的截面面积，L 为杆的初始长度，ΔL 为杆的长度变化，即 $\Delta F/A$ 为杆所受的应力，$\Delta L/L$ 为杆的应变；E 称为杨氏模量或拉伸模量，也就是引起杆的单位线应变所需的应力。E 的倒数($1/E$)称为柔量，即单位应力引起的应变。

②剪切模量或莱姆常数 μ

由(4－7)式的后三个方程式中任意一个方程式可求得 μ 值，例如：

$$\mu=\sigma_{xy}/e_{xy}\tag{4-9}$$

可见，μ 反映的是引起单位角应变所需的切应力。它是莱姆常数之一，被称为剪切模量或刚性模量。

③体积模量

当物体的各个面都受到相同的压力(静水压力)时，物体的体积发生变化，其应力与应变关系为：

$$\kappa=\Delta P/(\Delta V/V)\tag{4-10}$$

式中：ΔP 为压力变化；V 为物体的初始体积，ΔV 为物体受力后的体积变化，即 $\Delta V/V$ 为物体的体应变；κ 称为体积模量，它反映了物体单位体应变时所需的应力。

④莱姆常数 λ

还有一个莱姆常数 λ，它可用 μ 及其他某个模量，例如杨氏模量来表示。由方程组(4-7)的前三个方程式得：

$$\sigma_{xx} = \lambda\theta + 2\mu e_{xx} = (\lambda + 2\mu)e_{xx} + \lambda(e_{yy} + e_{zz})$$
$$\sigma_{yy} = \lambda\theta + 2\mu e_{yy} = (\lambda + 2\mu)e_{yy} + \lambda(e_{xx} + e_{zz})$$
$$\sigma_{zz} = \lambda\theta + 2\mu e_{zz} = (\lambda + 2\mu)e_{zz} + \lambda(e_{xx} + e_{yy})$$

在求杨氏模量时，是令 $\sigma_{yy} = \sigma_{zz} = 0$，故以上三式变为：

$$\sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu)e_{xx} + \lambda(e_{yy} + e_{zz})$$
$$0 = (\lambda + 2\mu)e_{yy} + \lambda(e_{xx} + e_{zz})$$
$$0 = (\lambda + 2\mu)e_{zz} + \lambda(e_{xx} + e_{yy})$$

由此求得：

$$e_{xx} = \frac{\lambda + \mu}{\mu(3\lambda + 2\mu)}\sigma_{xx}$$
$$e_{yy} = e_{zz} = \frac{-\lambda}{2\mu(3\lambda + 2\mu)}\sigma_{xx} \qquad (4-11)$$

故
$$\sigma_{xx}/e_{xx} = E = \mu(3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu)$$

从而得：
$$\lambda = \mu(2\mu - E)/(E - 3\mu) \qquad (4-12)$$

⑤ 泊松比

当一根杆被拉伸(或被压缩)时，其相对横向压缩(或相对横向膨胀)与相对纵向伸长(或相对纵向压缩)之比，叫做泊松比，以希腊字母 σ 表示。设杆的轴向为 x，横向为 y，考虑到(4-11)式得：

$$\sigma = -e_{yy}/e_{xx} = \lambda/2(\lambda + \mu) \qquad (4-13)$$

由以上所述可见，除泊松比是一个无量纲的量之外，其余的弹性常数的单位都是单位面积上的力，即每平方米牛顿(N/m^2)。

二、地震波及其传播

1. 纵波与横波及波动方程

在介质内部或表面，由应力、应变产生的扰动，叫做应力波。由人工或天然震源在地下或地表引起的应力波，叫做地震波。

为了研究地震波在地下的传播，我们还是从图 4-1 所示的无限小平行六面体出发。作用于该平行六面体的力，除图 4-1 所示的作用于六面体各个面上的应力分量(面力)之外，还有作用于整个六面体的体力 F。根据牛顿第二定律，面力与体力之和应等于六面体的质量 m 和位移矢量 $\boldsymbol{U}$ 对时间二次导数(加速度)的乘积(惯性力)。于是可得各向同性弹性介质中的波的运动方程：

$$\frac{\partial^2 \boldsymbol{U}}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + \mu)}{\rho}\mathrm{grad}\theta + \frac{\mu}{\rho}\nabla^2\boldsymbol{U} + F \qquad (4-14)$$

式中：ρ 为介质的密度。

下面讨论弹性介质在两种不同性质的外力作用下产生的两种不同性质的扰动。

首先对(4－14)式两边取散度，考虑到：

$$\mathrm{div}\,\boldsymbol{U} = \theta$$

$$\mathrm{div}\cdot\mathrm{grad}\theta = \nabla^2\theta$$

其中：∇^2 为拉普拉斯算子，即 $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$

从而得：

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial t^2} - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\nabla^2\theta = \mathrm{div}F \tag{4-15a}$$

再对(4－14)式两边取旋度，考虑到：$\mathrm{rot\ grad}\theta = 0$

并令：

$$\mathrm{rot}\,\boldsymbol{U} = \overline{\omega}$$

从而得：

$$\frac{\partial^2\overline{\omega}}{\partial t^2} - \frac{\mu}{\rho}\nabla^2\overline{\omega} = \mathrm{rot}F \tag{4-15b}$$

在离震源比较远的地方，可以认为外力 $F=0$，于是(4－15a)、(4－15b)式分别变为：

$$\frac{\partial^2\theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\nabla^2\theta \tag{4-16a}$$

$$\frac{\partial^2\overline{\omega}}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho}\nabla^2\overline{\omega} \tag{4-16b}$$

由(4－16a)式可知，介质中的体应变是以 $V_p=\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$ 的速度传播的，其质点运动方向与波的传播方向一致，被称为纵波或压缩波；由(4－16b)式可知，$\theta=0$ 时的角应变(转动)是以 $V_s=\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ 的速度传播的，其质点运动的方向与波的传播方向互相垂直，被称为横波或切变波。由于大多数岩石的泊松比约为 0.25，代入(4－13)式得：$\lambda=\mu$，因面纵波的速度约为横波速度的$\sqrt{3}$倍，比横波速度快。所以，在离震源较远的地方，纵波先到，英文称它为 primary wave，简称为 P 波；横波跟在后面到，英文称之为 second wave，简称为 S 波。

2. 地震波的运动学特征与动力学特征

波在传播的过程中随空间和时间的变化情况，可用波剖面和振动图来表示。

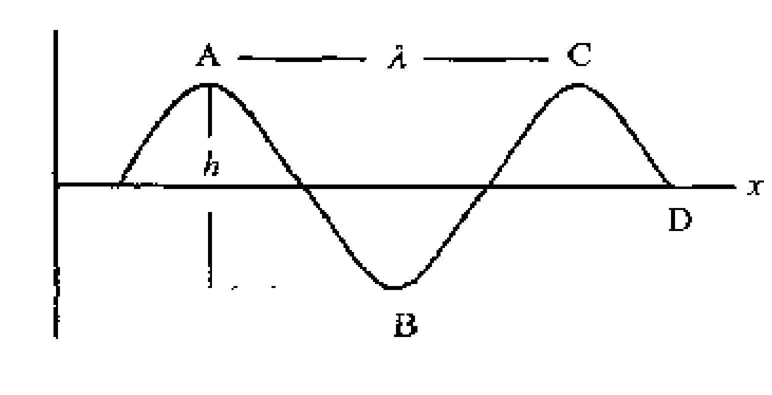


图 4－3　波剖面图

(1)波剖面

如果我们在波传播过程中某一确定的时刻 t，来观察波沿波的传播方向的运动情况，即以波的传播方向为横坐标，以介质质点偏离平衡位置的位移值为纵坐标，画出一个图形，就叫做波剖面图。如图 4－3。

由图 4－3，可以给出波剖面一些术语的定义：

波前：波的前锋边界，如图 4－3 中的 D 所在的位置。它在波的传播过程中是一个面，因此也有称为波面及波阵面。

波峰：是波剖面上质点正向位移值为相邻各点位移值中的极大值所在的点，如A及C点。

波谷：是波剖面上质点负向位移值为相邻各点位移值中的极小值所在的点，如B点。

波高：相邻波峰与波谷之间质点的位移差，如图中的 h。

波长：单频波相邻两个波峰（或波谷）之间的距离，一般以符号 λ 来表示。当波剖面不垂直于波前时，测量的波长不是真正的波长，而称为视波长。地震勘探中遇到的是脉冲波形，所以也称之为视波长。

波数：单位距离上单频波的数目，以符号 k 来表示。它是波长的倒数，即 $k=1/\lambda$。在不垂直于波前的波剖面上测得的波数，叫做视波数，它是视波长的倒数。地震勘探中是脉冲波形，所以也称之为视波数。

（2）波的振动图

如果我们在波的传播过程中某个确定的点上，来观察波的运动随时间而变化的情况，即以时间 t 为横坐标，质点位移为纵坐标所作的图形，称为波的振动图，如图4-4所示。

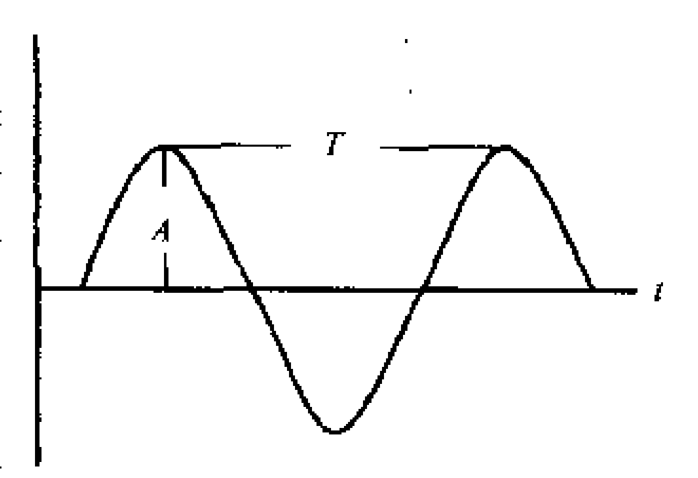


图4-4　波的振动图

由图4-4，也可以给出地震波一些术语的定义：

振幅：质点偏离平衡位置的位移极值，如图中之 A。

周期：相邻两位移极大值或两极小值间的时间间隔，以 T 表示。当观测的不是单频波时，称之为视周期。

频率：单位时间内的周期波动次数，以 f 表示。它是周期 T 的倒数，即 $f=1/T$。角频率 ω 是用每秒弧度来表示，即：$\omega=2\pi f$。地震勘测中用的不是单频波，所以叫做视频率。

相位：一个正弦波相对于参考点（或起始时间）所发生的振动的程度，一般用角度来表示（以一个周期为 2π 弧度）。从这个概念出发，波前也可定义为波在传播中具有相同相位的面。在地震勘探中，相位一般指振动图上的极值，包括正极值及负极值。

（3）波的频谱

波动往往是某种复杂的振动。它可以看作是一些不同频率的谐波叠加而成。组成波的各个谐波有各自的振幅、频率和相位。将波的振幅和相位特性表示为频率的函数，叫做波的频谱。反映波的振幅随频率变化的关系的曲线，叫做振幅谱；反映波的相位随频率变化的关系的曲线，叫做相位谱。将波分解为不同频率的谐波时，采用的方法是傅里叶分析。

（4）地震波的运动学特征及动力学特征

地震波运动学特征反映的是地震波在介质中传播的空间与时间的关系，其主要参数是波前空间位置随时间的变化和波的传播速度等。

地震波动力学特征反映的是地震波的能量随空间及时间的变化，其主要参数是波的频率、振幅及衰减系数等。

3. 地震波的分类

地震波有以下几种分类：

首先，按地震波传播过程中介质质点运动的方向与波传播方向的相对关系，地震波可分为纵波与横波，这在上面已经谈过了。但横波又分为两类：一类叫做 SH 波，其质点的运动平行于介质的主要界面；一类叫 SV 波，质点的运动垂直于主要界面。

其次，按地震波的传播过程中遇上不同弹性界面时，引起波的传播方向变化的机理的不同，地震波可分为反射波、折射波、透射波和衍射波（或称绕射波）。转换波也应附入这一类，这在后面即将讲到。

第三，按地震波传播途径在介质中所处的位置的不同，地震波可分为体波及面波。还有一种能量局限在某个地层（即所谓波导）中传播的波叫做槽波。它虽然与明显的界面密切相关，但又不同于一般的面波而具有其特殊性。这里就讲一讲体波和面波。

(1)体波

一切在介质体内部传播的波，都叫做体波。它包括了纵波与横波，反射波、折射波、衍射波等。

(2)面波

沿介质表面或靠近表面传播的波，叫做面波。

面波的类型很多，主要有瑞利波、勒夫波、地滚波等。

①瑞利波(Rayleigh wave)

瑞利波是以论证它的存在的英国物理学家瑞利(John William Strutt, Lord Rayleigh)的名字命名的。这是沿半无限介质的自由表面（地面）传播的地震波。质点在沿着波的传播方向，但垂直于自由表面的平面内，作椭圆运动。椭圆的长轴垂直于自由表面。由于质点位移的垂直分量始终是正值，而水平分量则在深度为瑞利波波长的 0.1～0.2 倍时，开始为负值。所以，在近表面处，质点作逆时针方向的椭圆运动；当在深度 $h>(0.1\sim0.2)\lambda_R$（瑞利波长）时，质点作顺时针方向的椭圆运动。瑞利波不是单纯的纵波或横波，两种成分都有。瑞利波的振幅随传播深度的增加而按指数规律衰减，衰减系数与波长成反比。因此，瑞利波的波长越长，向地下穿透的深度越大。

②勒夫波(Love wave)

勒夫波是以预测它存在的英国数学家勒夫(A.E.H.Love)的名字命名的。这是一种与表面存在一覆盖层有关的面波。质点在垂直于波的传播方向的平面内作水平运动，事实上也是一种 SH 波或槽波。勒夫波有许多名称，如奎威林波(Quer-wellen，德文，“横波”的意思)、Q 波、LQ 波等。

③地滚波(ground roll wave)

地滚波的主要波源是瑞利波，所以又称为假瑞利波。这是一种沿地面传播的强振幅、低频、低速的面波，往往是地震勘探中的干扰波。

④斯通利波(Stoneley wave)

斯通利波是以英国地震学家斯通利(Robert Stoneley)的名字命名的。这是在固体与流体的分界面上发生的面波，在固体与固体的分界面上也可能产生。在钻井中传播的振幅大、频率低的套管波，也叫斯通利波。

4. 费马原理与惠更斯原理及时间场

纵波与横波描述的是地震波在传播过程中的质点运动方式，而惠更斯原理(Huygens principle)与费马原理(Fermat's principle)则是描述地震波在介质中是如何传播的。费马原理是从几何地震学(射线)的观点来描述地震波的传播，而惠更斯原理则是用物理地震学(波动)的观点来描述地震波的传播的。

(1)费马原理

在地震学中，将处处都与波前垂直的线，称为射线。地震波的能量主要是沿射线传输的。如图 4-5，F1、F2、F3 为波前，ABC 为射线。法国数学家费马(Pierre de Fermat，1601-1665)证明，射线具有以下的重要性质：波沿射线传播的时间，比沿任何其他路径传播的时间都要短，即如图所示，地震波沿射线 ABC 传播的时间比沿任何另一途径 AsB 传播的时间要短。这就是费马原理。

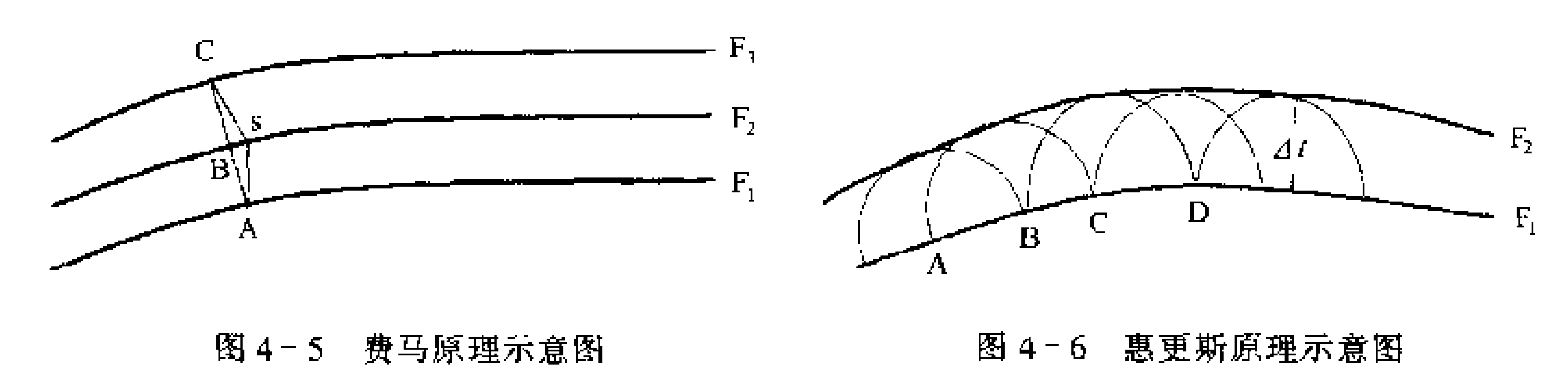


图 4-5　费马原理示意图　　　　图 4-6　惠更斯原理示意图

(2)惠更斯原理

荷兰数学家惠更斯(Christian Huygens，1629-1695)认为：波在传播过程中，前一波前上的每一个点，都可看成是新的点源。这些点源产生的扰动的包络面，就是后一波前。他建立的这个原理，后来被称为惠更斯原理。如图 4-6 所示：波在传播过程中，任一时刻 t 时的波前 F1 上的每个点 A、B、C、D……，都可作为一个新的点源。由这些点源产生的扰动，经过时间 Δt 形成一系列的元波前。这些元波前的包络，就构成波在 $t+\Delta t$ 时的新波前 F2。

(3)时间场

不同传播时间的波前在空间中的分布，称为时间场。这时的波前也是等时面。射线垂直于等时面。射线的方向也就是时间场的梯度方向。

5. 地震波的反射、折射与衍射

地下介质事实上不是半无限各向同性的介质，而是不同弹性介质的组合，在许多情况下呈层状。几何光学里，光波在不同介质的界面或边缘上出现反射、折射和衍射(绕射)现象，可以运用费马原理导出光的反射定律和折射定律。同样的现象、方法和定律都适用于地震学。所以，仿用几何光学的命名方法，可以称从这个角度来研究的地震学为几何地震学。

(1)反射与折射及斯奈尔定律

如图 4-7 所示：设有两种弹性不同的介质，二者之间的分界面为 M；纵波 P 与横波 S

在它们之中的传播速度分别为 V_{p_1}、V_{p_2}及 V_{s_1}、V_{s_2}。当波入射到界面上时，要产生反射及折射现象。由于界面的反射和折射而出现的波，分别称为反射波和折射波。当纵波 P_1 以入射角 i_{p_1}，或横波 S_1 以入射角 i_{s_1} 入射到界面 M 上时，都要产生两种反射波和两种折射波：反射纵波 P_{1r}，反射角为 i_{pr}，而 $i_{pr}=i_{p_1}$；反射横波 S_{1r}，反射角为 i_{sr}，$i_{s_1}=i_{sr}$；折射纵波 P_2，折射角为 i_{p_2}；折射横波 S_2，折射角为 i_{s_2}。于是，由费马原理，可导出以下公式：

$$\frac{\sin i_{p_1}}{V_{p_1}}=\frac{\sin i_{pr}}{V_{p_1}}=\frac{\sin i_{s_1}}{V_{s_1}}=\frac{\sin i_{sr}}{V_{s_1}}=\frac{\sin i_{p_2}}{V_{p_2}}=\frac{\sin i_{s_2}}{V_{s_2}}=p \tag{4-17}$$

式中：P 称为射线路径参数(raypath parameter)或射线参数。

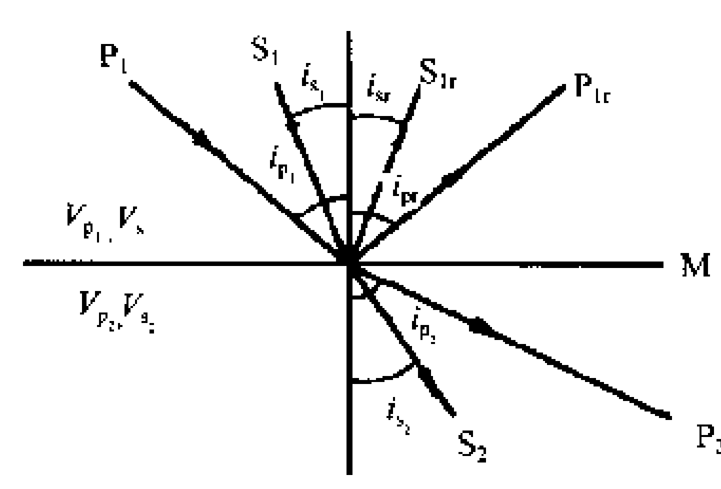


图 4-7　地震波在弹性界面上的反射和透射

(4-17)式表达的就是斯奈尔定律(Snell's law)，或称笛卡儿定律(Descartes' law)．其中，反映入射波与反射波之间的关系的，称为反射定律；反映入射波与折射波之间的关系的，称为折射定律。但由(4-17)式可见，入射角等于反射角这一众所周知的反射定律，只有入射波与反射波是同一类型的波时，才能成立。

与入射波的类型不相同的反射波或折射波，被称为转换波。由(4-17)式可见，当入射波沿法线入射到界面上时，不会出现转换波。

(2)首波或敏储普波

由(4-17)式所表达的折射定律，当入射波与折射波都是纵波时，折射定律的表达式为：

$$\frac{\sin i_{p_1}}{\sin i_{p_2}}=\frac{V_{p_1}}{V_{p_2}}$$

则在界面下方的波速大于上方的波速，即 $V_{p_2}>V_{p_1}$ 的条件下，如入射角 i_{p_1} 增大到某个数值 i_{ppk} 时，$i_{p_2}=\pi/2$，这时的入射角：

$$i_{ppk}=\sin^{-1}\frac{V_{p_1}}{V_{p_2}}$$

叫做临界角，如图 4-8。

同理，在界面下方介质中的波速大于界面上方介质中的波速的条件下，可得入射波为纵波，折射波为横波时的临界角：

$$i_{psk}=\sin^{-1}\frac{V_{p_1}}{V_{s_2}}$$

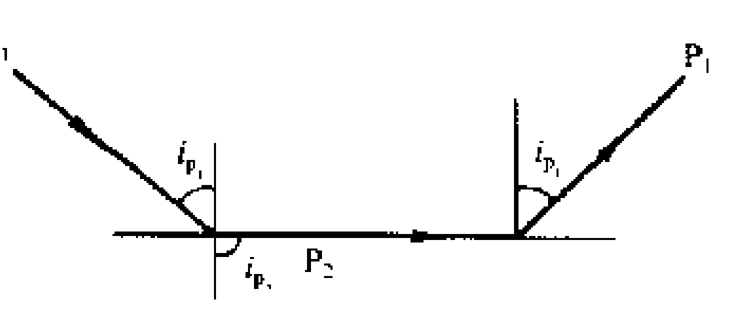


图 4-8　首波形成示意图

和入射波为横波，折射波为纵波时的临界角：

$$i_{spk}=\sin^{-1}\frac{V_{s_1}}{V_{p_2}}$$

以及入射波为横波，折射波为横波时的临界角：

$$i_{ssk} = \sin^{-1}\frac{V_{s_1}}{V_{s_2}}$$

由以上各式可见，当入射角为临界角时，折射波的主要能量将不是向界面以下介质的深部传输，而是在界面以下介质中沿界面传输，并在界面上产生向上传播的反射波，反射角等于临界角，从而出现全反射现象。这时的折射波被称为首波(head wave)。由于是德国地球物理学家敏储普(Ludwig Mintrop)最先研究过的，所以又被称为敏储普波(Mintrop wave)。地震勘探中折射波法利用的就是首波。为方便起见，在地震勘探中，把首波还称作折射波，而把首波之外的折射波称为透射波。由之可见，出现首波的基本条件就是界面下层的速度大于上层。

此外，由(4－17)式也可以看到，当同一类型入射波产生不同类型的反射波时，反射横波的反射角将小于反射纵波的反射角。因此，当入射波为横波，且横波的入射角达某个数值 i_{spk}时，反射纵波的反射角 $i_{pr}=\pi/2$，因而反射纵波消失。这时入射横波的入射角 $i_{spk}=\sin^{-1}\frac{V_{s_1}}{V_{p_1}}$也叫做临界角。

一般情况下，反射波的入射角是不受限制的，它可以小于、等于或大于相应首波的临界角。入射角接近或大于临界角的反射，叫做广角反射。在接近临界角时，反射系数可能有比较大的数值。

(3)反射系数与透射系数

在研究反射波能量或透射波能量与入射波能量之间的关系时，定义反射波振幅与入射波振幅的比值为反射系数，透射波振幅与入射波振幅的比值为透射系数。既然任何类型的波，只要不是法向入射到界面上，就要出现两种反射波和两种透射波，因此，令入射纵波的振幅为 a，反射纵波的振幅为 a_p，透射纵波的振幅为 b_p则：

反射纵波的反射系数　　$A_p=a_p/a$；　　(4－18a)

透射纵波的透射系数　　$B_p=b_p/a$　　(4－18b)

同样可得反射横波的反射系数 A_s透射横波的透射系数 B_s。

(4)佐普利兹方程与诺特方程

设入射波及两个反射波，两个折射波的相应入射角、反射角、折射角和界面双方的纵波速度、横波速度及反射系数、透射系数如图 4－7 及(4－17)、(4－18)式所示，并令 xoy 平面与界面重合，x 轴方向为波的传播方向，z 轴垂直向下，则当一单位振幅的平面纵波入射到界面上时，由于波在界面两侧的切向及法向位移和切向及法向应力都应相等，故得以下四个方程式：

$$\sin i_{p_1} + A_p\sin i_{p_1} + A_s\cos i_{s_1} = B_p\sin i_{p_2} - B_s\cos i_{s_2}$$

$$\cos i_{p_1} - A_p\cos i_{p_1} + A_s\sin i_{s_1} = B_p\cos i_{p_2} + B_s\sin i_{s_2}$$

$$-\sin 2i_{p_1} + A_p\sin 2i_{p_1} + \frac{V_{p_1}}{V_{s_1}}A_s\cos 2i_{s_1} = \frac{-\rho_2 V_{s_2}^2 V_{p_1}}{\rho_1 V_{s_1}^2 V_{p_2}}B_p\sin 2i_{p_2} + \frac{\rho_2 V_{s_2} V_{p_1}}{\rho_1 V_{s_1}^2}B_s\cos 2i_{s_2}$$

$$\cos 2i_{s_1} + A_p\cos 2i_{s_1} - \frac{V_{s_1}}{V_{p_1}}A_s\sin 2i_{s_1} = \frac{\rho_2 V_{p_2}}{\rho_1 V_{p_1}}B_p\cos 2i_{s_2} + \frac{\rho_2 V_{s_2}}{\rho_1 V_{p_1}}B_s\sin 2i_{s_2} \quad (4-19)$$

式中：ρ_1 及 ρ_2 分别为界面上、下介质的密度。

(4－19)式是表示平面波入射至界面时的能量分配的方程式，叫做佐普利兹(Zoep-pritz)方程。如用位来表示同样能量分配的关系式，即得诺特(Knott)方程。

为了获得波在界面上反射及折射的一些基本概念，我们假定波是法向入射的，即 $i_{p_1}=0$，而由(4－17)式得：$i_{s_1}=i_{p_2}=i_{s_2}=i_{p_1}=0$，于是，由(4－19)式得：

$$A_s = -B_s$$

$$1 - A_p = B_p$$

$$\frac{V_{p_1}}{V_{s_1}}A_s = \frac{\rho_2 V_{s_2} V_{p_1}}{\rho_1 V_{s_1}^2}B_s$$

$$1 + A_p = \frac{\rho_2 V_{p_2}}{\rho_1 V_{p_1}}B_p$$

由此方程组可得：

$$A_s = -B_s = 0$$

$$A_p = 1 - B_p$$

$$A_p = \frac{\rho_2 V_{p_2} - \rho_1 V_{p_1}}{\rho_2 V_{p_2} + \rho_1 V_{p_1}}$$

$$B_p = \frac{2\rho_1 V_{p_1}}{\rho_2 V_{p_2} + \rho_1 V_{p_1}} \qquad (4-20)$$

从(4－20)式，可得以下几个结论：

①根据第一个方程式可知，在法向入射的情况下，不存在转换波。

②由第二个方程式，可知反射系数 A_p与透射系数 B_p的关系为：

$$A_p = 1 - B_p$$

③由第三个方程式可见，只要：

$$\rho_2 V_{p_2} \neq \rho_1 V_{p_1}$$

就必然出现反射波。而 $\rho_1 V_{p_1}$及 $\rho_2 V_{p_2}$，即介质的密度与波速的乘积，被称为该介质的波阻抗，故界面上出现反射的基本条件，是界面两侧介质的波阻抗不相等。

④ 由第三个方程式还可见，当：

$$\rho_1 V_{p_1} < \rho_2 V_{p_2}$$

即波从波阻抗小的疏介质向波阻抗大的密介质入射时，反射系数 A_p为正；而由(4－18)式，$A_p = a_p/a$，即入射波与反射波的振幅是同号的，说明反射波与入射波的相位相同。反之，如当；

$$\rho_1 V_{p_1} > \rho_2 V_{p_2}$$

即波从波阻抗大的密介质向波阻抗小的疏介质入射时，反射系数为负，亦即反射波与入射波的相位相反，即相差半个波，所以叫做半波损失。

⑤ 由第三个方程式还可见，当波由地下向空间出射时，由于空气的密度太小，可以认为 $\rho_2 \to 0$，故 $A_p = -1$，即这时的反射波与入射波的相位相反，面振幅相等，因面地面位移

的振幅为入射波与反射波振幅之和，即为入射波振幅的二倍。

⑥由第四个方程式，透射系数始终是正数，即入射波与透射波的相位始终相同。

(5)衍射波(绕射波)

上面谈到的地震波的反射和折射，都是在那段界面连续，并近似平面的情况下发生的。但在实际工作中往往遇到界面曲率大于入射波前的曲率，特别是不连续，如断层、地层尖灭等等。这时，地震波的波动性质表现得很明显，在这类障碍物的背面仍然可以观察到波动。这种地震波绕过障碍物传播的现象叫做波的衍射(或称绕射)。这种障碍物叫做衍射体(或绕射体)。由于衍射体的存在而产生的波，叫做衍射波(或绕射波)。如图4-9所示，x为地面，D为地层，F为断层。一平面波入射到地层表面后产生反射，R为反射波前。入射波在断层的断棱F上产生衍射(绕射)，圆弧d为衍射波前。衍射波不遵从斯奈尔定律，而只能用惠更斯原理来解释，即障碍物上(例如断层边缘)的每一个点，都作为一个点震源。这些点震源发生的波的合成波前，就是衍射波的波前，因而在障碍物的背后也仍然可以观察到衍射波。

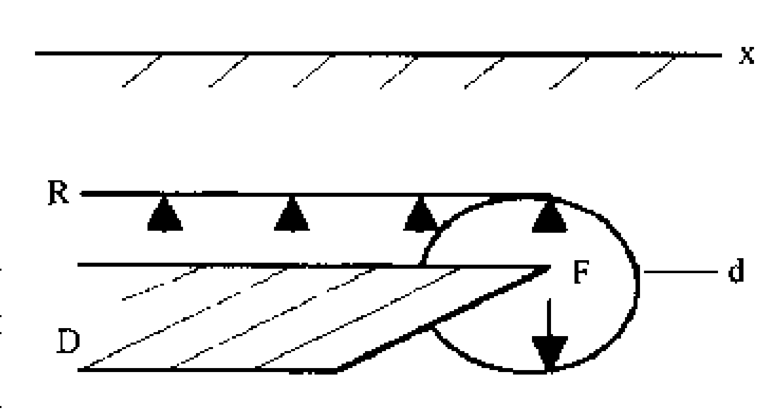


图4-9 衍射示意图

从衍射的观点出发，我们也可认为反射界面是由一些可作为衍射体的小面元组成。地面接收的反射波，就是这些小面元作为震源而产生的衍射波(称为衍射子波)在地面各检波点叠加的结果。这种衍射被称为广义衍射，而前面讲的断块边缘等处产生的衍射，自然属于狭义上的衍射范畴。

三、古遗存及岩土的弹性波传播速度

常见的古遗存和岩石及土壤的弹性波传播速度如表4-1[5,64,66]：

表4-1 常见古遗存和岩土的弹性波传播速度

介质名称	纵波速度(km/s)	横波速度(km/s)
粘土	0.3~3.0	0.1~1.8
黄土	0.3~0.6	0.1~0.4
砂	0.3~1.9	0.1~0.5
砾岩	1.5~5.6	0.7~3.4
砂岩	0.8~4.5	0.4~2.7
泥灰岩	1.3~4.5	0.6~2.3
石灰岩	1.0~5.5	0.5~3.3
白云岩	0.9~6.3	0.5~3.8
花岗岩	5.1~6.0	2.7~3.3
铁	5.9	3.2
铜	4.7	3.5
木材	3.0~4.0	1.5~2.0
砖	3.7	
三合土	3.6	2.2
大理石	3.8~7.0	2.0~3.9
白垩	2.1~4.2	1.0~1.2

第二节 方法技术概述

前面已经谈到，地震波按照它是在介质内传播或是在地表面上传播而分为体波和面波；按照波的传播方向与质点运动方向之间的相对关系而分为纵波与横波；按照它在介质内遇到界面时出现的一些现象而分为折射波、反射波、衍射波和转换波。所有这些，在地震勘探中都可以利用来达到某种勘探目的，因而就产生了形形色色的地震勘探方法。但总的说来，地震勘探方法可以分为四类，即折射波法、反射波法、透射波法和面波勘探法。而折射波法和反射波法中又都包含了纵波、横波、转换波三种方法。纵波法与横波法野外观测的主要差别在于震源及检波器。横波方法必须采用横波震源，以保证有足够的横波能量，同时必须采用横波检波器，以压制纵波的干扰，突出横波的信息。目前在地球物理勘探中使用得最多，因而技术也就最完备的是反射波法。在考古地球物理勘探中用得多的除折射波法、面波法外，还有声波法。但其他方法都有它们的独特作用，所以下面对这些方法将一一加以介绍。但在介绍这些方法之前，先讨论一下野外观测仪器设备、各种波的运动学特征和波的对比以及观测系统[8,24]，并对地震勘探工作中常用的一些名词作一简要的说明。

一、野外观测仪器设备

野外地震勘探工作所用的仪器设备基本上由四部分组成：

震源：在地面、井中或水中振动，产生地震波。

检波器：地震波传入地下，或经反射、折射后，又回到地面，由检波器接收。检波器将振动能转化为电能。

放大器：检波器接收到的微弱信号，由放大器放大。

记录器：放大器放大后的信号，由记录器记录下来，以便进行多方面的处理。

地震仪里每个检波器都有它对应的放大器和记录器，就如一条地震波记录的通道，叫做检波道（或地震道、接收道），或简称为道。

下面就简单介绍这四部分的基本原理及当前状况。

1. 震源

凡能释放一定的机械能，使由它产生的地震波能向下传播到我们预期的深度，经反射或折射返回地面，并由地面检测仪器检测到的物质或设备，都可以作为震源。

目前地震勘探中所用的震源类型很多。根据它们释放能量的方式，大致可以分为四类：即机械震源、炸药震源、气爆或高压气体震源以及电火花震源。

（1）机械震源

机械震源也有很多类型。

①锤击

这是最简单的机械震源。即在地面上放一厚金属板，用重锤敲击金属板产生振动，形成地震波。显然，这种震源产生的能量较小，因而只能用于浅层地震勘探，但它的优点是

简单、轻便而安全。

②自由落重

这是能量较大的机械震源。它的重量可以比手持的重锤大得多,因而产生的能量较大,但装备笨重,产生的能量有限,一般也是用于浅层勘探。

③可控震源

这是类似于手扶打夯机的震源,振动能量取决于震源的类型,而振动频率和振动时间可以由人控制,因而能够得到较好信噪比的地震记录。

(2)炸药震源

这是地震勘探中使用得最多的震源,炸药多为三硝基甲苯(即所谓 TNT),也有用硝酸铵的,一般浇铸成柱状,放在钻井中爆炸。由于三硝基甲苯防水的功能较好,所以用得比较广泛。这是一种危险的震源,平时保存也不方便,需要有相当严格的安全措施,但它产生的能量可大可小,特别是需要大能量的震源时,尚难为其他震源所替代。它的另一个缺点是破坏性,因而在考古地球物理探测中难以使用。

(3)气爆和高压气体震源(气枪)

气爆震源是将装在封闭容器内的气体(丙烷和氧)引爆,使紧贴在地面的容器底面振动而产生地震波。

气枪主要是水上地震勘探时采用的震源。用作高压气体的是水蒸气。高压水蒸气从气枪中骤然放出,在水中产生振动。水蒸气一旦入水,立即转化为水,因而不致出现炸药爆炸后产生的气体在水中多次膨胀-压缩而形成的混响所造成的干扰。

(4)电火花震源

这是利用高压电击穿空隙,出现电火花而释放相当大的能量。这个震源的好处也是可控的,但它的缺点是装备笨重,需要一辆卡车装载发电机和电容器;而且它的能量随电缆的长度衰减较快。

总结以上四个类型的震源,对于考古地球物理勘探来说,最适用的还是机械震源。当探测目标浅(数米深度)时,可用锤击。其次就是小型可控震源,一般都能得到满意的效果。

2. 检波器

检波器是将地震波的机械振动能转化为电能的换能器,其工作原理如图 4-10 所示。A 及 B 为弹簧片,固定在检波器内支架上,而支架又固定在检波器外壳之内;M 为高强度的磁铁,固定在弹簧片上;W 为套在磁铁外的线圈,固定在支架上。当地震波到达检波器时,检波器随着地震波的波动而振动。由于磁铁是通过弹簧片 A、B 与检波器支架相连的,相当于一个惰性体,并不随地震波而运动,因而在它与线圈之间出现相对运动。线圈因感应而产生交变电流,电流的大小与地震波的振幅成正比,其频率即地震波的频率。

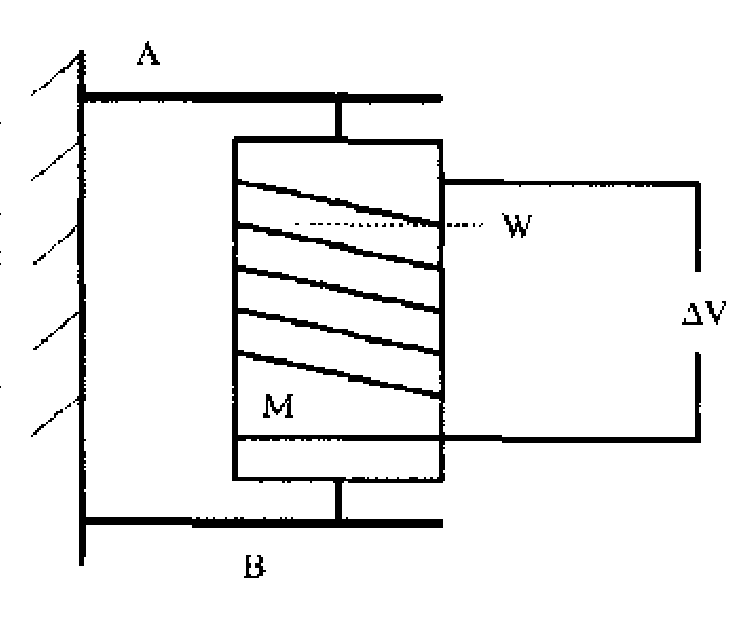


图 4-10　检波器原理示意图

对检波器的基本要求，是它应尽可能无畸变地将地震信号转换为电信号。

3. 放大器

检波器接收到的地震信号，一般都是微弱的，因而在检波器接收到地震信号，并将它转换为电信号后，有必要用放大器将这些微弱的电信号无畸变地加以放大。

4. 记录器

地震勘探仪器的记录器在20世纪50年代以前主要是光记录。从20世纪50年代开始，就进入了磁带记录的时代。开始是模拟磁带记录，60年代后，数字磁带记录逐步取得了主导的地位。由于数字磁带在目前已成为通用的记录仪器，因此它的基本原理这里就不介绍了。

地震仪器性能的好坏，关键在于它能否无畸变地接收和记录所需的信息。但地震波的频谱往往比较宽，而振幅的变化也比较大，因此，仪器不但应有足够宽的频带范围，而且还应有足够大的振幅变化范围，才能将最小到最大振幅的信息都能无畸变地记录下来。仪器能不畸变地记录信号最大振幅对最小振幅的比值，称为仪器的动态范围，以分贝(dB)表示。地震仪一般以仪器系统的噪音作为仪器检测的下限，因此，将仪器能检测地震波的最大振幅对仪器系统噪音之比，定义为地震仪器的动态范围。光记录地震仪的动态范围为20～30dB，模拟磁带记录为40～55 dB，数字磁带记录在85 dB以上。

二、地震波的运动学特征及波的对比

1. 地震波的运动学特征

(1)时间(t)-空间(x)域中地震波的运动学特征——时距曲线

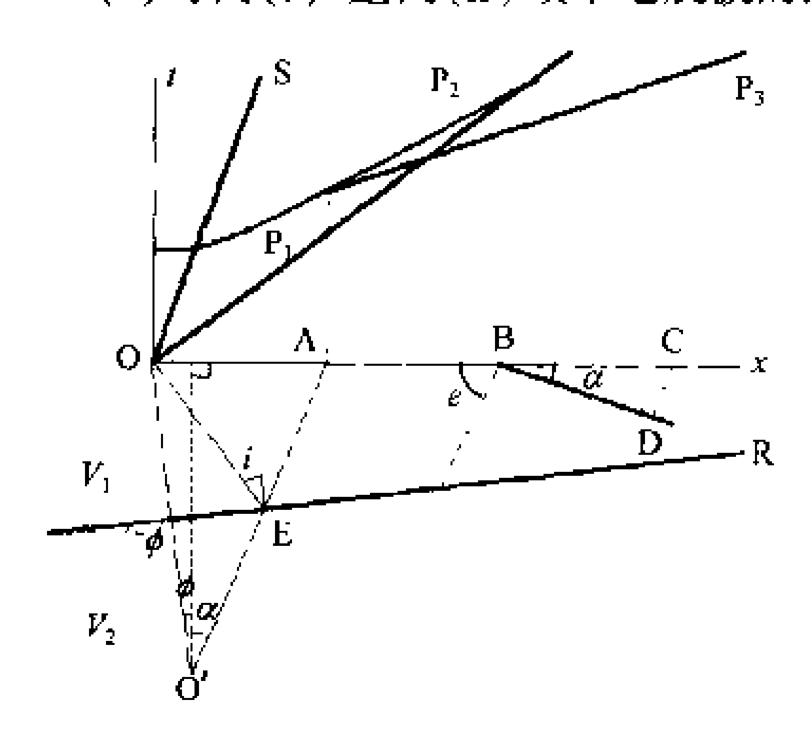


图4－11 各种波的时距曲线图

如图4－11所示，设O为激发地震波的震源所在的位置，叫激发点或炮点；O、A、B、C…为检波器安放的位置，叫检波点；激发点到检波点的距离称为炮检距(如未指定某个特殊检波器，就是指激发点到离它最近的检波器的距离)；R为地下界面，界面的倾角为ϕ；界面上、下介质中地震波传播的速度分别为V_1及V_2，且$V_1<V_2$；O′为激发点O相对于界面R(看作镜面)的镜像；i为临界角；以O为坐标原点，检波器所在的测线为x轴，地震波从激发点传播到检波点的时间t(叫走时或旅行时)为纵轴，将地震波的传播表示为地震波的走时与激发点到检波点的距离之间的关系曲线，称为时距曲线。

震源在O点激发的地震波，有的沿地面直接到达各检波点，称为直达波，它的时距曲线是直线：$t=x/V_1$，如图4－11上的P_1，因此表层中的波速可由直达波时距曲线的斜率求得。由于各个地区，地表总有一层比下面介质疏松的薄层，地震波在它里面的传播速度

低，往往只有数百米每秒，这个薄层被称为低速带(层)。因此，在激发点的附近，直达波是沿地面传播的真正的直达波；而离激发点稍远，当在低速带与下伏地层之间的界面上产生的折射波到达地面时，“直达波”事实上就是这个折射波。

从激发点出发的波，有的在界面 R 上反射后回到地面，这就是反射波，它的时距曲线是双曲线，如图 4-11 上的 P_2，这在后面即将谈到。

沿地面地层表面传播的直达波的时距曲线 P_1，是从该地层底面反射回来的反射波时距曲线 P_2 的渐近线。

从激发点出发的波在 R 界面上全反射后传到地面的是折射波，其时距曲线也是一根直线，如图 4-11 中的 P_3。由于折射波是人射波以临界角人射到 E 点时才出现的，在地面上的 A 点才开始观测到，因而折射波的时距曲线是从 A 点开始的直线。从激发点 O 到 A 点这个范围，叫做折射波的盲区。

最先到达检波点的地震波，叫做初至波。在波形图中，直达波和折射波时距曲线相交之前的直达波和相交之后的折射波，都是初至波。

波形图上还有面波，它的时距曲线也是一条直线，如图 4-11 上的 S。由于它的传播速度比较低，到达检波点的时间在初至波之后，而能量又比较大，往往对反射波形成较大的干扰。

(2) τ-p 域中地震波的运动学特征

时间-空间(t-x)域地震资料的处理与解释如果变换到所谓 τ-p 域中来进行，往往可以使问题变得比较简单。

对任何地震波的时距曲线都可以求得两个参数：一个是时距曲线某个点(A)上切线的斜率，以 p 表示；另一个是这条切线在时间轴上的截距，以 τ 表示，如图 4-12 所示。在 t-x 平面上，这条切线的方程式为：

$$t = \tau + px$$

即：
$$\tau = t - px \qquad (4-21)$$

而切线的斜率为：
$$p = \Delta t / \Delta x \qquad (4-22)$$

由之可见：p 既是时距曲线的斜率，又是地震波沿地面传播的慢度(速度的倒数)。

我们现在用 τ 和 p 来取代各种地震波时距曲线方程式中的 t 和 x，将这些波在(t-x)域中的方程表示为 τ-p 域中的方程。

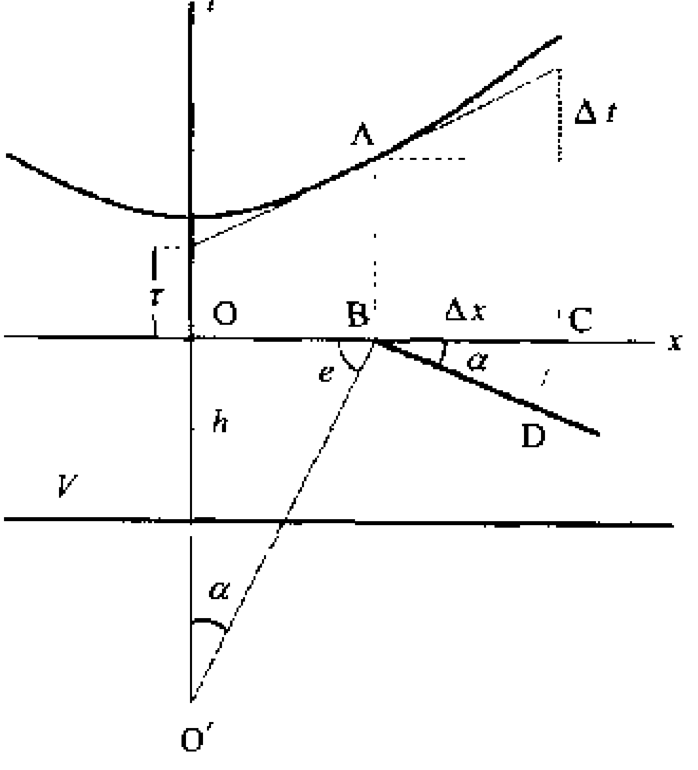


图 4-12　反射波时距曲线的切线

首先取一水平地层中的反射波时距曲线方程：

$$t = (4h^2 + x^2)^{1/2} / V$$

式中：h 为反射面深度。求此时距曲线上任一点的斜率，即

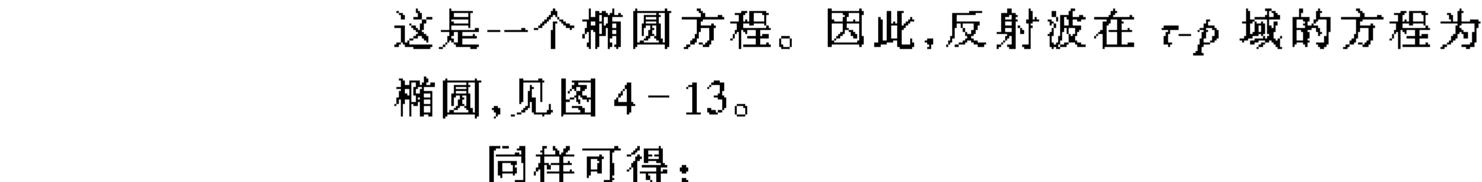
$$p = \frac{dt}{dx} = \frac{x}{V\sqrt{4h^2 + x^2}}$$

由图 4-12 及以上二式得：

$$x = 2h\text{tg}\alpha = \frac{t_0 V^2 p}{\sqrt{1 - V^2 p^2}} \qquad t = \frac{t_0}{\sqrt{1 - V^2 p^2}}$$

式中 $t_0=2h/V$。将 t 及 x 之值代入(4－21)式，得：

$$\frac{\tau^2}{t_0^2} + \frac{p^2}{\left(\frac{1}{V}\right)^2} = 1 \qquad (4-23)$$



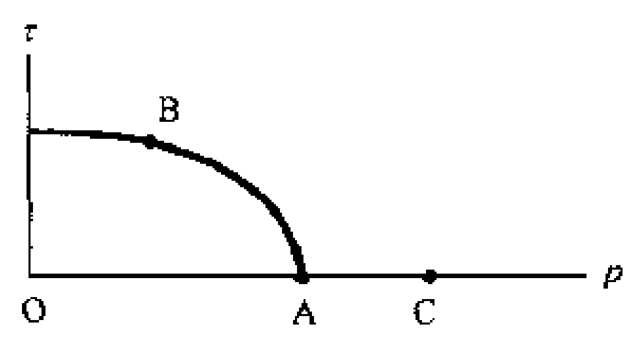


图 4－13　τ-p 域内地震波方程显示图

这是一个椭圆方程。因此，反射波在 τ-p 域的方程为椭圆，见图 4－13。

同样可得：

直达波的 p 为常数，$\tau=0$，故它在 τ-p 域内是 p 轴上一个点，但它与反射波相切，如图 4－13 上的 A 点；

折射波的 p 也为常数，$\tau\neq0$，它开始出射至地面是与反射波同时到达，故它在 τ-p 域内是反射波椭圆上一个点，如图上的 B 点；

面波的 p 也为常数，$\tau=0$，故它在 τ-p 域内也是 p 轴上一个点，但其 p 值一般大于直达波的 p 值，如图上的 C 点。

2. 波的追踪区间

波的追踪区间是设计观测系统的最主要依据。

从图 4－11 可以看出，各种波之间都有一个相互交叉干扰的区域，叫做波的干扰区。在干扰区内，是很难识别不同类型的波的。为此，当我们追踪某个波时，一定要避开这个干扰区。一个波不受别的波的干扰的区间，就是该波的追踪区间。由图 4－11 可见，反射波及直达波的追踪区间都在激发点附近，而折射波的追踪区间则远离激发点。因此，为了追踪不同的波，首先就得了解工作地区地震波的追踪区间，从而提出合理的野外观测系统，特别是激发点与检波器的排列。所谓排列，就是指激发点与所有安置在检波点上的检波器的总体布局。当激发点与检波器在同一条测线上时，叫做纵排列；激发点不在检波器所在测线上时称为横排列或非纵排列；还可以有其他各种形式的排列，但都是这两种基本形式的结合。在纵排列中，激发点不一定位于排列的端点。有时为了避免干扰，激发点偏离排列端点的检波点有一段距离，即有一定的炮检距。这个距离也被称为偏移距，追踪反射波时，偏移距往往为零；而追踪折射波时，偏移距比较大。

3. 视速度与视速度定理——本多福定理

现在介绍一个与地震勘探密切相关的重要概念——视速度与视速度定理。

在图 4－11 及图 4－12 中，当地震波到达地面时，其射线与地面的交角 e，叫做出射角。令波前与地面的交角为 α，则 α 与 e 互为余角。设波前到达地面 B 点后，经过时间 Δt，到达 C 点。B、C 的距离为 Δx。而波沿射线由波前上的 D 点到地面上的 C 点的距离等于 $V_1\Delta t$，即：

$$V_1\Delta t = \Delta x\sin\alpha$$

但 $\Delta x/\Delta t$ 的极限值就是波前沿地面传播的速度，用 V^a 表示，即：

$$V^a = V_1/\sin\alpha \qquad (4-24)$$

V^a称为视速度，而(4－24)式称为视速度定理，也叫做本多福定理。视速度与视速度定理对各种波都是适用的。由4－12图也可见：某个波在地面上某处的视速度事实上是该波在该处时距曲线斜率的倒数。

现在我们来看折射波。在图4－11中，角 $\alpha = i - \phi$，因此(4－24)式可写为：

$$V^a_{上} = V_1/\sin(i - \phi) \qquad (4-25)$$

这是折射波沿倾斜界面往界面上升方向传播时，波出射地面，沿地面传播的视速度。

当折射波沿倾斜界面往界面下倾方向传播时，其在地面传播的视速度：

$$V^a_{下} = V_1/\sin(i + \phi) \qquad (4-26)$$

由(4－25)及(4－26)式可见：

(1)折射波沿倾斜界面往界面上升方向传播时，折射波的视速度大于往界面下倾方向传播的折射波视速度。换言之，也就是往界面上升方向传播的折射波的时距曲线的斜率，小于往界面下倾方向传播的折射波时距曲线的斜率。

(2)当折射界面为水平面(即 $\phi = 0$)时，折射波的视速度(或折射波时距曲线斜率的倒数)就是折射面下介质的波速。

4. 地震波的对比

地震勘探中一个十分关键的问题是如何识别各种类型的地震波。前面通过图4－11说明各种波在到达检波点的先后次序和时距曲线形状上的差别，现在介绍一下如何识别由同一激发点激发，在同一界面上反射(折射)后到达各个检波点的同一类型的反射(折射)地震波，即所谓波的对比。这种波在相邻检波点上应具有以下几个特征：

(1)相位接近

在相邻较近的检波点上，接收到的来自同一界面、同一类型的地震波，其相位应该基本相同。为了使相邻检波点接收的同一地震波的相位能够对比，在设计观测系统时，就要选择好相邻两个检波器之间的距离(也就是所谓检波点距)，并满足下列关系式：

$$\Delta X < V^a T/2$$

式中：ΔX 为检波点距；V^a为波的视速度；T 为波的视周期。在满足这一条件的情况下，相邻地震道记录到的同一地震波，波峰套波峰，波谷套波谷，连成一串，形成所谓同相轴，比较容易对比。同相轴在地震记录上的出现，表示一个新波的到达，因而被称为波至。

(2)波形相似

相邻道接收的同一地震波，由于激发条件相同，而接收条件相似，因而波形(即地震波振幅作为时间函数的图形，包括视周期、相位个数、极值的振幅比等)相当接近。

(3)波的能量比较强

通过观测及数据处理压制了干扰之后，有用波的能量一般比较强。

三、野外观测系统

1. 观测系统的分类

地震勘探的野外观测系统基本上可以分为两类：

(1)测线观测系统:它又可分为:

①纵测线观测系统:激发点与检波点在同一条测线上,即采用纵排列;

②非纵测线观测系统:激发点与检波点不在同一条测线上,即采用横排列。

(2)面积观测系统,包括测网、宽线剖面、弯曲测线等等,事实上都是前两种测线形式的不同组合。

2. 观测系统的图示法

观测系统有两种图示法:

(1)时距平面图:以时距曲线的形式表示;

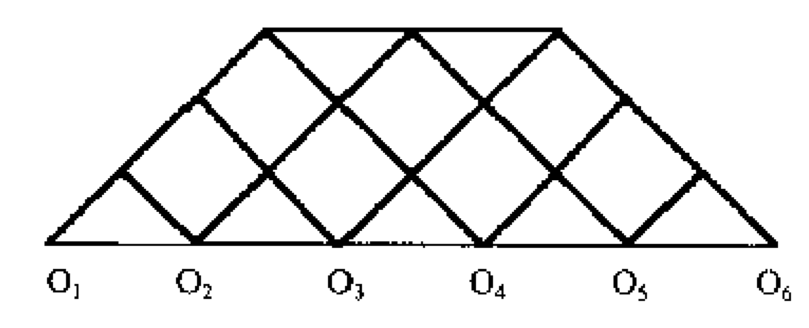


图 4-14 相遇观测系统综合平面图

(2)综合平面图:先做一水平直线表示测线,在线上标出各激发点的位置。通过每个激发点,向两侧上方做出与测线成 45 度角的斜线,形成格网,如图 4-14 所示。图中 O_1、O_2、O_3……为激发点位置,粗线顺斜线在横轴上的投影,就是观测区间。例如,以 O_1 为激发点,它的观测区间在 O_1 至 O_4 之间;反过来,以 O_4 为激发点,它的观测区间在 O_4 至 O_1 之间,如此等等。这是相遇观测系统。当然,正如前面特别指出的,观测系统设计的决定因素是波的追踪区间。

3. 压制干扰

地震勘探中的干扰有两类:

一类是相干干扰,或称有规则的干扰,如反射波法中的折射波、面波、声波等。而从反射波或折射波本身来说,也不希望在一张记录上,同时看到纵波和横波。

一类是随机干扰,如车辆行驶、人畜走动、风吹草木动等。

随机干扰比较容易对付,关键在于压制相干干扰。为此,首先就得弄清干扰波与有效波的区别。反射波法的有效波是反射波,它与折射波、面波、声波等干扰波是有区别的:

首先就是波的追踪区间的差别,这从图 4-11 上容易看到;

其次是波的频谱及视速度的差别,如面波的频率及视速度都小于反射波。

从有效波与干扰波的差别出发,地震方法可在野外观测和资料处理过程中采取各种办法压制干扰。

野外观测中压制干扰的办法主要有以下几类:

在观测系统方面,采用偏移距和多次叠加等;

在观测仪器、设备方面,采用与有效波相应的震源、检波器及滤波器等;

在波的激发方式方面,采用组合激发、多次激发,用可控震源进行不同激振频率扫描等;

在波的接收方式方面,采用组合检波。

在这些压制干扰的办法中,有的已经或即将加以介绍,这里只讲以下几种:

(1)纵波与横波的分离

反射波和折射波中都包含了纵波和横波。压制其中不希望出现的一种波,是压制干

扰时首先采取的方法。

为了将反射波、折射波中的纵波与横波分离开来，免得彼此干扰，在野外工作中，可从三个方面想办法：

①震源：一般震源，纵波的能量较大；采用水平振动的震源（横波震源），可以增强横波的能量。

②检波器：折射波和反射波传到地面时都是由下向上的，特别是由于低速带的存在，使地震波传至检波器时，波的传播方向几乎垂直于地面。因此，采用垂直向检波器接收纵波，用水平向检波器接收横波，就有可能将纵波与横波分离开来。

③滤波：利用纵波与横波之间的频率及视速度的差异来消除干扰波。

(2)组合激发

组合激发，是用几个震源，按一定规律布置在相距很近的几个点上同时激发，以产生我们所需的地震波的一种方法。它的目的有二：一是增强有效地震波的能量，二是压制干扰。这种震源的组合，在理论上与检波器组合类似，所以，它的作用将与组合检波一起介绍。

(3)组合检波

组合检波是相距不远的几个检波器接收到的信号互相叠加后，由一个检波道送至记录器记录，它的目的在于压制干扰，增强有效波的能量。

现在用最简单的组合检波，即两个检波器的组合检波为例，来说明组合检波是如何压制干扰的。

设地面有两个检波器 A 及 B，相距 Δx。如图 4-15 所示。有一平面简谐干扰波传播到第一个检波器，到时为 t；其波前与测线的交角为 α；波的传播速度为 v；波到达检波器 A 与 B 的时间差为 Δt，则由视速度定理：

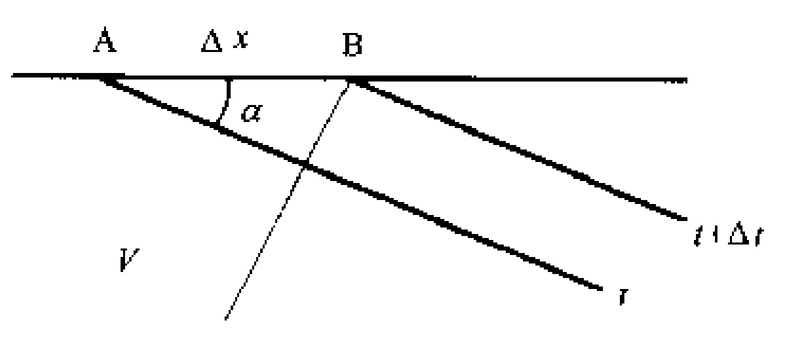


图 4-15　组合检波示意图

$$\Delta x = v^{a}\Delta t$$

v^{a}是该波沿地面传播的视速度，而

$$V^{a} = v/\sin\alpha$$

当 $\Delta t = T^{a}/2$ 时，

$$\Delta x = v^{a}T^{a}/2 = \lambda^{a}/2$$

式中：T^{a}及 λ^{a}分别为该波的视周期及视波长。显然，这时若将检波器 A 及 B 接收的波叠加，因波峰与波谷抵销，结果是基本消除了这个波的影响。所以，只要知道干扰波的视速度及视周期，就可求得组合检波中两个检波器之间的间距 Δx，从而通过组合检波，达到压制干扰波的目的。组合激发的思路基本类似。

四、地震波传播速度的概念与确定

1. 地震波传播速度的几种不同概念

地震勘探中有好几种不同概念的速度：

(1)真速度：所谓真速度，是指地震波前在波的传播方向上运行的瞬时速度，或称瞬时

速度。在理想弹性介质中用弹性常数表示的纵波及横波速度,就是真速度。

(2)平均速度:地震波传播路径的距离,除以波通过这一距离的传播时间,称为平均速度。一般都将波的传播深度除以地震波传播到这个深度所需的时间,叫做平均速度。

(3)射线速度:地震波沿射线传播的总路程,除以传播的总时间,叫做波的射线速度。它是波沿射线传播的平均速度,因而比较真确地反映了波在介质中的传播。

(4)区间速度:在某个不大的区间内测量的平均速度,称为区间速度。

(5)层速度:地震波在某个均匀地层中沿地层面法线传播的平均速度,叫做该地层的层速度。地震测井或声测井测量的就是区间速度或层速度。

(6)等效速度:在介质为均匀介质的假定下,由时距曲线算得的地震波传播速度,称为等效速度。

(7)均方根速度:Dix 于 1955 年提出以均方根速度(root mean square velocity,简称 rms velocity)代替平均速度。均方根速度考虑到了地下介质的多层结构,但同时假定界面是大致水平的,于是有均方根速度:

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum_i V_i^2 t_i}{\sum_i t_i}\right]^{1/2} \tag{4-27}$$

式中:V_i 及 t_i 为 i 层中的地震波的传播速度和走时。以它代替平均速度得反射波的时距曲线的方程式为:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \tag{4-28}$$

(8)叠加速度:在共深度点反射叠加前,进行正常时差计算所用的速度值,叫做叠加速度。下面即将讲到。

2. 地震波速度的确定

地震波速度的确定有两种办法:

(1)由时距曲线来确定:这方面的方法很多,将在后面叙述各种地震勘探方法时加以介绍;

(2)用地震测井(包括声测井)求地震波传播速度。

地震测井是在钻井井口附近激发,将检波器(专用的井下检波器)放到钻井中接收,并逐点将检波器上移,从而求得地震波沿钻井剖面传播的速度的方法。钻井深度要达到我们想要探测的最深的地层。

声测井是将声波发生器和接收器都放在钻井里,二者相距一定的距离,连续测定钻井剖面介质的声波传播速度。

五、地震勘探的分辨能力

考古地震勘探是高分辨率地震勘探,因此,在这里不得不简单地谈谈地震勘探的分辨率问题。

地震勘探的分辨率包括垂向分辨率和横向分辨率。垂向分辨率指的是地震勘探在垂

直方向所能分辨的最薄的地层厚度;横向分辨率指的是地震勘探在水平方向所能分辨的最小探测目标的尺寸。

要提高地震勘探的分辨率,涉及地震勘探工作的各个阶段,例如:

野外观测时,除加密测网,提高测点位置及高程的测量精度外,要采用宽频带震源、高采样率及动态范围大的记录仪器;

数据处理时,要采用提高信噪比及分辨率的各种方法;

解释时,也应有合适的方法技术。

下面谈谈与这些阶段有牵连,在提高分辨率方面关系密切的地震子波问题。

所谓子波,在地震勘探中,是指有几个周期的地震脉冲。它一般显示为一个能量集中最多的主瓣和几个能量较弱的旁瓣。在振幅谱相同的波形中,不同频率子波相位的差异使波形能量的集中有早有晚。根据能量集中的早晚,子波分为三种:

最小相位子波,能量集中在子波的前部,也称最小延迟子波,如图 4-16a;

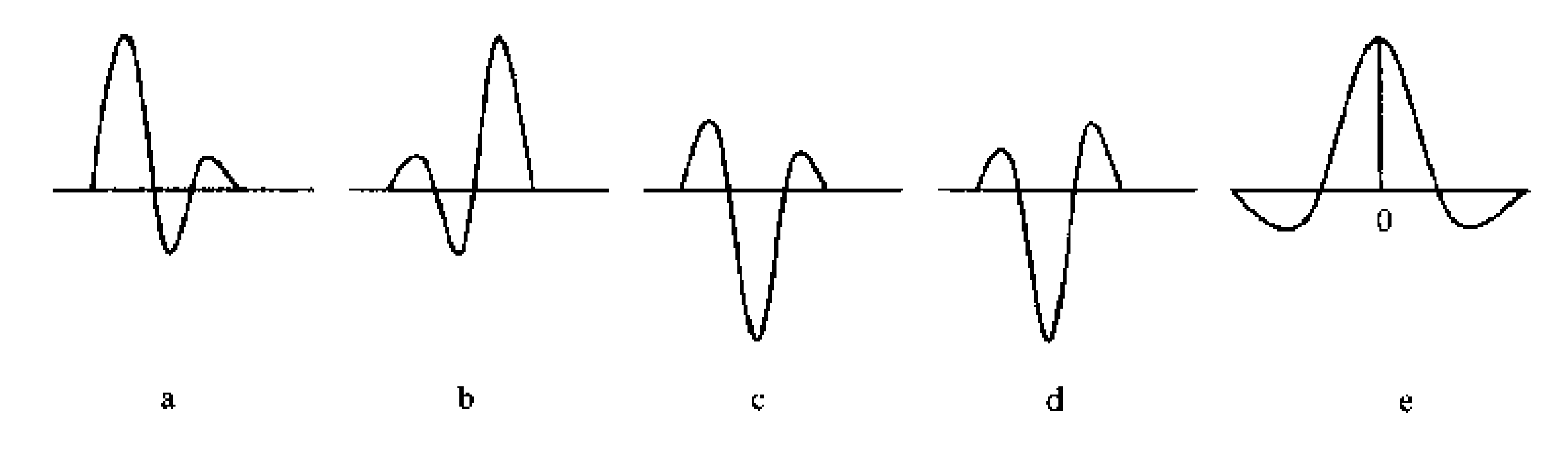


图 4-16 各种子波的形状

最大相位子波,能量集中在子波的后部,也称最大延迟子波,如图 4-16b;

混合相位子波,能量集中在子波的中部,也称混合延迟子波,如图 4-16c 及 d;

此外,还有零相位子波,在零时附近对称,其相位恒等于零,如图 4-16e。所谓雷克子波,就是一种零相位子波。零相位子波在物理上是不可实现的,但在数据处理中十分有用。

地震勘探的分辨率与子波的频带宽度、延续时间和形状密切相关。

(1)垂向分辨率

垂向分辨率,是在地震时窗中确定相邻反射面的同相轴位置的能力,可用地震记录上分辨薄层上、下界面反射波的能力来表示。设地层的厚度为 Δh,地震子波的延续时间为 Δt,地震波从地层表面垂直入射到地层底面,再沿原路返回表面的时间为 $\Delta\tau$,地层中的地震波速为 V。故 $\Delta\tau = 2\Delta h/V$。当 $\Delta\tau > \Delta t$ 时,可在地震记录上分辨出该地层上、下界面的反射波,而当 $\Delta\tau < \Delta t$ 时,就难以分辨了。

垂向分辨率还可用地震子波的波长 λ 与地层厚度的相对关系来表示。设子波有 n 个视周期(也就是说,有 $2n$ 个正、负相位),其视周期为 T,视波长为 λ,故 $\Delta t = nT = n\lambda/V$。于是,垂向分辨率可以表达为:$\Delta\tau = 2\Delta h/V > \Delta t$,或 $\Delta h > n\lambda/2$。由此可见,当子波只有一个周期(只有主瓣)时,分辨率最高,即 $\lambda/2$。这是人们普遍采用的地震垂向分辨率。

垂向分辨率的极限到底多大呢?瑞利(Rayleigh)取 $\lambda/4$ 为分辨率极限,称为瑞利分辨率极限或瑞利准则;维迪斯(Widess)取 $\lambda/8$ 为分辨率极限,称为维迪斯分辨率极限或维

迪斯准则。

从提高垂向分辨率出发，看来比较理想的是采用只有一个相位，而且主瓣比较窄的最小相位子波。研究表明，在加大频带宽度的情况下，适当提高频率，比较有利于提高地震分辨率。

(2)横向分辨率

地震波的横向分辨率，一般认为是激发点激发的地震波在界面上的第一菲涅耳带的宽度。因为地面某点自激自收的反射波，实际上是界面上第一菲涅耳带内各点的绕射波在地面这个点上叠加的结果。所以，小于第一菲涅尔带范围的探测目标，是难以分辨的。

第三节　折射波法[1,24]

地震勘探中利用的折射波是能够沿折射面上传播并回到地面的波，即首波。

一、折射波的时距曲线

折射波法的原理如图 4-17 所示，O 为震源所在的激发点，也就以它作为时距曲线的原点；h 为震源至折射面的法线深度；i 为临界角；ϕ 为折射面的倾角；V_1 及 V_2 分别为折射面上、下介质的波速。由此得折射波由震源 O 传至任意点 x 的时间：

$$t = \frac{2h\cos i}{V_1} + \frac{\sin(i-\phi)x}{V_1} \tag{4-29}$$

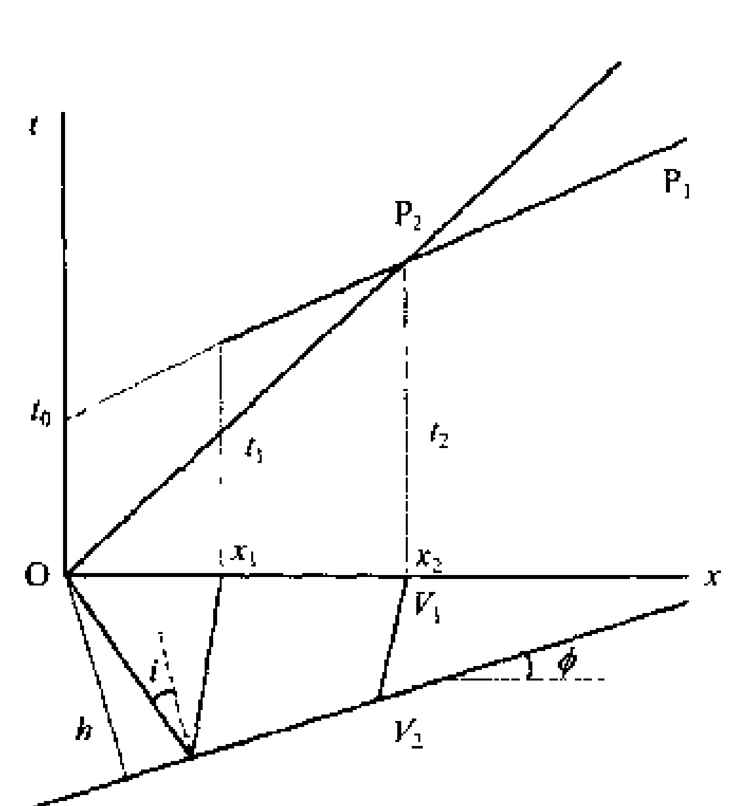


图 4-17　折射波时距曲线示意图

由上式可见，折射波的时距曲线为一直线，其在纵轴上的截距(即当 $x=0$ 时)：

$$t_0 = \frac{2h\cos i}{V_1} \tag{4-30}$$

由之可知 t_0 与界面的倾角无关。另由(4-25)式可知，(4-29)式的最后一项为 x/V^a，即(4-29)式可简化为：

$$t = t_0 + x/V^a \tag{4-31}$$

又假如 V_1 及 V_2 为已知，则由(4-30)可计算界面的法线深度 h。

$$h = \frac{V_1 t_0}{2\cos i}$$

此外，如图 4-17，令折射波初始出现点的坐标为 x_1，折射波到达该点的时间为 t_1，则由(4-31)式得：

$$x_1 = V^a(t_1 - t_0)$$

x_1 就是盲区的宽度。由于折射界面往往又是反射界面，而且折射波和反射波到达 x_1 点的时间相等，即它们的时距曲线在这一点重合，因而折射波起点的位置在地震记录上是难以分辨的。

也可由折射波与直达波时距曲线交点的坐标 x_2 求界面法线深度 h。如图 4－17,交点折射波的走时是:

$$t_2 = \frac{2h\cos i}{V_1} + \frac{x_2}{V^{a}}$$

交点直达波的走时是:

$$t_2 = \frac{x_2}{V_1}$$

于是:

$$h = \frac{x_2(V^{a} - V_1)}{2V^{a}\cos i} \tag{4-32}$$

当界面水平时,(4－32)式中的 $V^{a} = V_2$,因而:

$$h = \frac{x_2}{2}\left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{4-33}$$

由上式可见:在折射面水平的情况下,界面的法线深度比 x_2 长度的一半还要小。

二、观测系统

1. 相遇时距曲线观测系统

在界面倾斜的情况下,为了求得有关界面的各个参数,需要采用相遇时距曲线观测系统,即在排列的两端设激发点,在同一排列上接收折射波,得到两支相遇的时距曲线,如图 4－18 所示。令激发点 O_1 为坐标原点;激发点 O_1、O_2 下边界面法线深度分别为 h_1 及 h_2,$h_1 > h_2$;界面上、下介质的波速分别为 V_1 及 V_2,且 $V_2 > V_1$;临界角为 i,界面倾角为 ϕ。由此分别得出以 O_1 及 O_2 为激发点时,在区间 O_1O_2 内接收的折射波时距曲线。

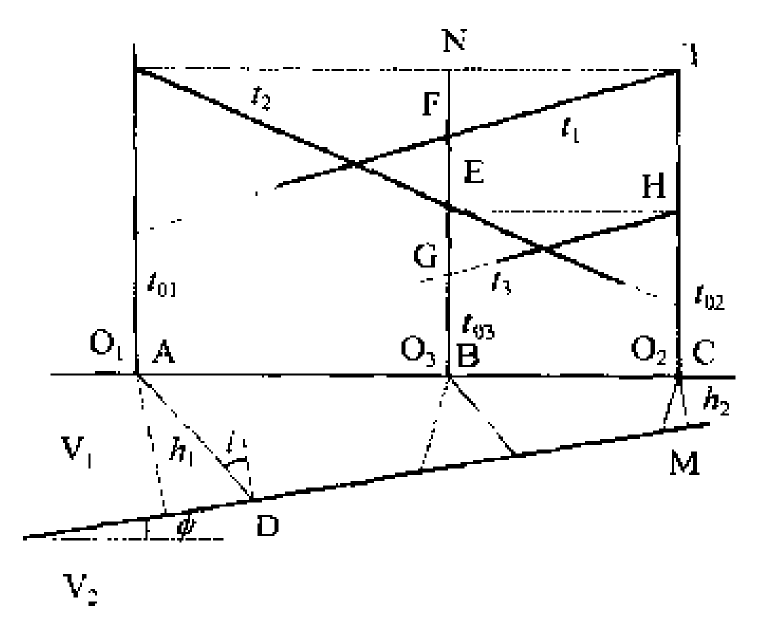


图 4－18 相遇时距曲线示意图

于是,由(4－25)及(4－26)得:

$$i - \phi = \sin^{-1}\frac{V_1}{V^{a}_{\text{上}}}$$

$$i + \phi = \sin^{-1}\frac{V_1}{V^{a}_{\text{下}}}$$

并由此求出:

$$i = \frac{1}{2}\left(\sin^{-1}\frac{V_1}{V^{a}_{\text{上}}} + \sin^{-1}\frac{V_1}{V^{a}_{\text{下}}}\right)$$

$$\phi = \frac{1}{2}\left(\sin^{-1}\frac{V_1}{V^{a}_{\text{下}}} - \sin^{-1}\frac{V_1}{V^{a}_{\text{上}}}\right) \tag{4-34}$$

因为 V_1、$V^{a}_{\text{上}}$ 及 $V^{a}_{\text{下}}$ 都可以由时距曲线求得。

其次,由(4－30)式,可以求得 O_1 及 O_2 下边界面的法线深度分别为:

$$h_1 = \frac{V_1 t_{01}}{2\cos i}$$

$$h_2 = \frac{V_1 t_{02}}{2\cos i}$$

式中：t_{01}及 t_{02}相应地为激发点 O_1 和 O_2 激发的折射波的 t_0 值。

最后，由以上两式也可看到：假如能在 O_1 及 O_2 之间的任一点上，求出该点的 t_0 值，我们就能求得任一点的界面法线深度。可喜的是，任一点的 t_0 值是很容易求得的。

我们令 O_1 点激发获得的时距曲线为 t_1，O_2 点激发获得的时距曲线为 t_2。由于在 O_1 点激发时，在 O_2 点接收，和在 O_2 点激发，在 O_1 点接收的折射波走的是同一路径，走时（以 T 表示）相等，因而 O_1 和 O_2 是一对激发与检波作用可以互换的点，叫做互换点，T 叫做互换时间。检波点和激发点可以互换，而波的传播路径和走时不变这个原理，称为互换原理。它对于折射波和反射波都是适用的。

在 O_1 及 O_2 之间取任一点 O_3，过此点作纵轴，分别交上述两支时距曲线于 E、F。如以 O_3 为激发点，则因沿同一界面、同一测线方向传播的折射波的视速度相等，故在此激发点激发，往 O_2 点方向观测的时距曲线 t_3 应与时距曲线 t_1 互相平行，并与 O_2 点的时间轴相交于 H。将这根时距曲线延长与 O_3 点的时间轴相交于 G，则时间轴上的线段 O_3G 就等于 O_3 点的 t_0（以 t_{03}表示）。根据互换原理，O_3 点的 t_2（O_3E 线段）应等于 O_2 点的 t_3（O_2H 线段），故：

$$NE = FG$$

即：

$$O_3N - O_3E = O_3F - O_3G$$

亦即在 O_3 点：

$$T - t_2 = t_1 - t_{03}$$

即 O_3 点的

$$\begin{aligned} t_{03} &= (t_1 + t_2) - T \\ &= t_2 - (T - t_1) \\ &= t_1 - (T - t_2) \end{aligned} \tag{4-35}$$

由上式显而易见：

(1)任一点的 t_0 等于该点的 t_1 加 t_2，减互换时间 T。由此可求得 O_1O_2 区间上任一点的 t_0 值。

(2)t_0 可用简单的作图法求得。例如求 O_3 点的 t_0，就可在 O_3 点时距曲线 t_2 上的 E 点取 FG = FN(即 $T - t_1$)，于是 $O_3G = t_2 - (T - t_1) = t_{03}$，就是该点的 t_0 值。同样，也可由 $t_{03} = t_1 - (T - t_2)$作图求得。

(3)假如将 O_1、O_3、O_2 分别称为 A、B、C 点，则 B 点的 t_0 等于折射波由 A 及 C 点传播到 B 点的时间之和，减去由 A 传播到 C 点的时间。因而有人将这种求 t_0 的方法，叫做 ABC 法。

由各个点的 t_0 求得相应的 h 值，然后以各个点为圆心，以相应的 h 值为半径在测线下方画弧，这些弧的包络就是所求的界面。这种求折射界面的方法，叫做 t_0 法。

2. 追逐时距曲线观测系统

从图 4-19 可见，在 O_2 及 O_3 点激发，O_2O_3 区间观测的简单相遇观测系统，得到的只是来自界面 AB 区间的信息，而 CA、BD 区间都没有观测到。为了能够连续追踪界面，就有必要在 O_2 的外侧设一激发点 O_1，检波器仍安置在 O_2O_3 区间，得时距曲线 t_1，它是来自界面上 EB 区间的折射波。时距曲线 t_1 被称为时距曲线 t_2 的追逐时距曲线，而 t_2 是 t_1

的被追逐时距曲线。同样，在 O_3 的外侧设激发点 O_4，在 O_2O_3 区间接收，得时距曲线 t_4，它是来自界面 AF 区间的折射波。如此依次类推，移动一个排列时，在排列的两端的四个激发点上激发，在同一排列接收，于是就形成了对同一界面，向左、向右各观测两次的追逐时距曲线观测系统，如图 4－19 所示。

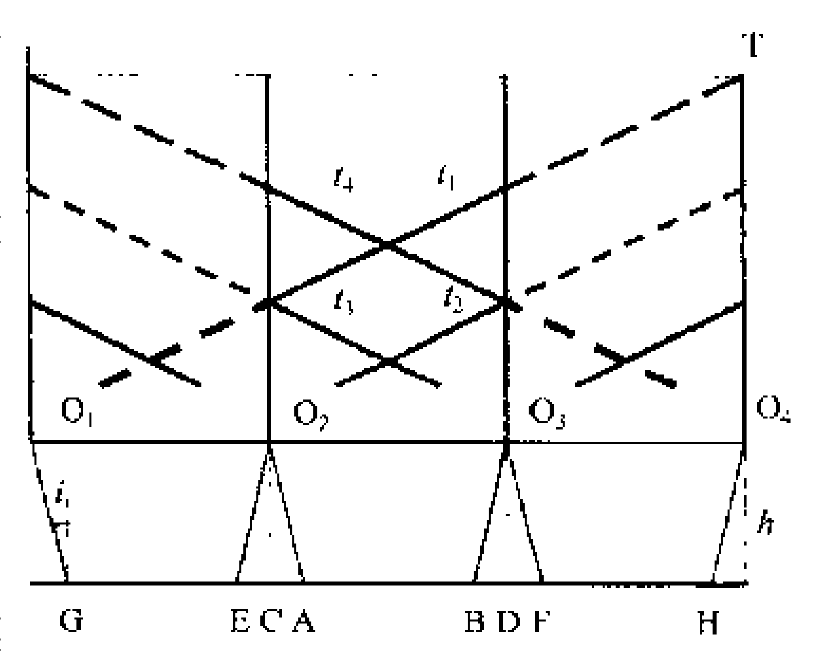


图 4－19 追逐时距曲线观测系统

追逐时距曲线观测系统除连续追踪界面外，尚有许多好处：

（1）区别折射波与透射波：作为折射波，追逐时距曲线与被追逐时距曲线应当互相平行。如不平行，而又无突出的转折变化，就说明界面的曲率大，出现了透射波。

（2）取得准确的 t_0 值：将追逐时距曲线往下平移，使其与被追逐时距曲线重合，此时追逐时距曲线在被追逐时距曲线激发点时间轴的截距，就是准确的 t_0 值。

（3）绘制综合时距曲线：如图 4－19，以 O_1、O_4 的时距曲线 t_1、t_4 基准，将 O_2、O_3 激发点取得的时距曲线 t_2、t_3 向上平移，使其与 t_1、t_4 重合，由此获得的似乎以 O_1、O_4 为激发点，在 O_1O_4 区间观测的时距曲线，叫做综合时距曲线。两支相遇的综合时距曲线的互换时间也应相等。用 t_0 法，由相遇综合时距曲线求得折射界面。

3. 扇形排列观测系统

扇形排列观测系统是以激发点为圆心，检波器作扇形分布。用这种观测系统可以了解埋在地下的古墓等地下文物的位置及性质。

4. 对比折射法

本世纪 50 年代初，苏联科学院地球物理所叶彼纳奇叶娃（Епинатьева А. М.）和科斯敏斯卡娅（Косминская И. П.）等人研究出的对比折射法，采用的就是相遇追逐时距曲线观测系统。它可以同时对两个或两个以上折射界面连续追踪。不过，追踪的不但有作为初至波的折射波，而且有作为续至波的折射波，在解决某些勘探问题方面，取得了满意的效果。

三、数据处理

上面在阐述折射波的时距曲线时，顺便提到了在界面为倾斜平面或水平平面时的数据处理方法，也介绍了界面为任意形状、但起伏平缓时，求折射界面的 t_0 法。下面就谈一谈求任意形状界面的时间场法。

前面已经说到，时距曲线表示的是波到达检波点的时间与该检波点至激发点的距离之间的关系。我们可将波到达地面的时间校正为波前到达地面的时间。如此，我们可以从地面开始绘制波前（即波走时的等时线），并将它反推到界面上去。这样就构成了从界

面上往地面传播的折射波波前在地下不同时间传播的图像,也就是波的时间场。由两支相遇的折射波时距曲线可以绘制两组时间场等时线。由于在界面上任意点 R 处,折射波由 O_1 传播到 R 的时间与折射波由 O_2 传播到 R 的时间之和,等于互换时间 T,所以,反过来看,只要两组时距曲线的某个交点能满足这个条件,那么,这个交点就一定在界面上。将找出来的所有交点连接起来,就是所求的折射界面。具体做法如下:

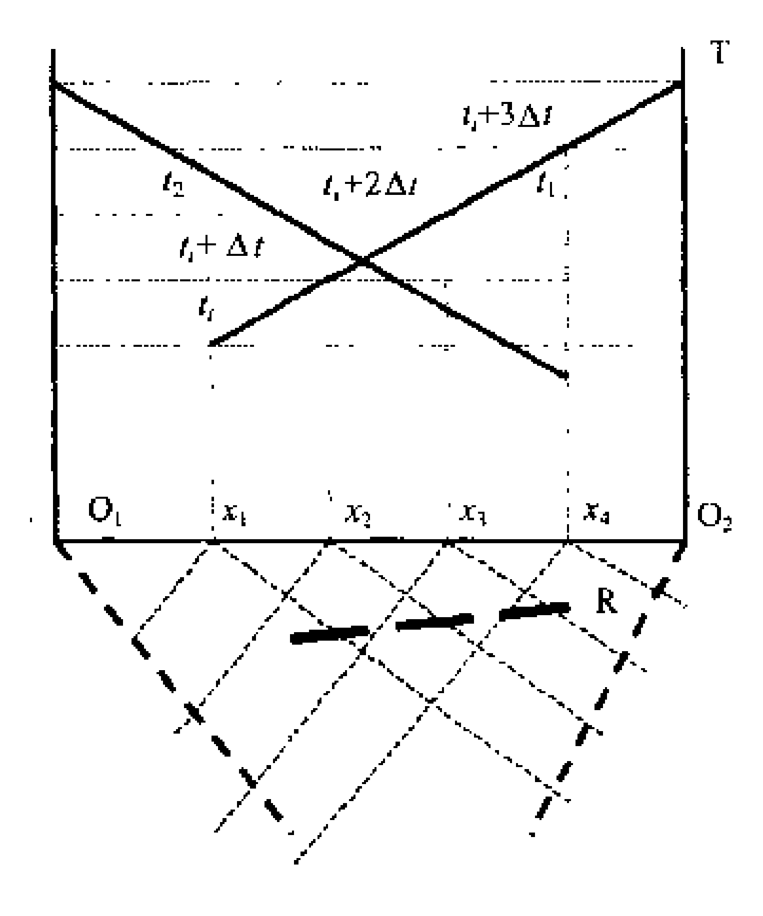


图 4-20 时间场法示意图

如图 4-20,设界面以上为各向同性介质,波速为 V_1;选取时间场相邻两等时线的时间差为 Δt;从互换时间开始,沿时间轴往下每隔 Δt 画一根水平线;先从 O_1 点激发所得的时距曲线靠近 O_1 点的端点起,依次读取水平线与时距曲线的交点的坐标,设波的到时依次为 t_i、$t_i+\Delta t$、$t_i+2\Delta t$、$t_i+3\Delta t$ …,相应的横坐标依次为 x_1、x_2、x_3、x_4…;t_i 为时间场过 x_1 的一根等时线,然后依次以 x_2、x_3、x_4…为圆心,相应地以 $V\Delta t$、$2V\Delta t$、$3V\Delta t$…为半径作弧,从 x_1 开始所作的各弧的包线,就是过 x_1 点、走时为 t_i 的时间场等时线。如此下去,可在这根等时线的两侧作一系列等时线。这组等时线的左、右界限,是在 x_1 及 O_2 点出射到地面的两根射线。同样,又可作从另一个激发点激发所得的时距曲线的时间场等时线。然后找出两组等时线能满足 $t_1+t_2=T$ 这一条件的所有交点,交点的连线就是界面。

时间场法对反射波也同样适用。它不但可用于均匀介质,也可以用于层状及速度随深度而变化的介质,效果比较好。显然,这种求界面的过程,可以通过自动的方式去完成。

四、折射波资料的推断解释

现在以探测均匀覆盖层下的台阶及垂直不整合面的位置为例,说明由此引起的折射波时距曲线形态的变化。

1. 覆盖层下的台阶

图 4-21 为覆盖层下台阶的折射波时距曲线示意图。t_1 为台阶上表面的折射波时距曲线,其终端在 B 点。当折射波到达台阶边缘时,出现衍射波 t_2。衍射波时距曲线为圆弧,其极小值位于台阶边缘在地面上的投影 A 点。t_3 为台阶下表面折射波的时距曲线,其起点在 C 点。

2. 覆盖层下的垂直接触面

图 4-22 为覆盖层下有垂直接触面的时距曲线示意图,其中:$V_1<V_2<V_3$。由于垂直界面两边介质的波速不等,所以两边介质表面折射波的时距曲线 t_1 与 t_2,或 t_3 与 t_4 有不同的斜率;又由于垂直界面两边介质表面折射波有不同的临界角 i_{12}和 i_{13},时距曲线

t_1 的终点 D 与 t_2 的起点 C 不重合，而且因为 $i_{13}<i_{12}$，两支时距曲线有一段重叠。从另一方向传来的折射波的时距曲线 t_3、t_4 在垂直界面处也发生类似的现象，但 t_3 的终点 B 与 t_4 的起点 A 之间有一段空隙，为来自二介质表面接触线的衍射波所连接。

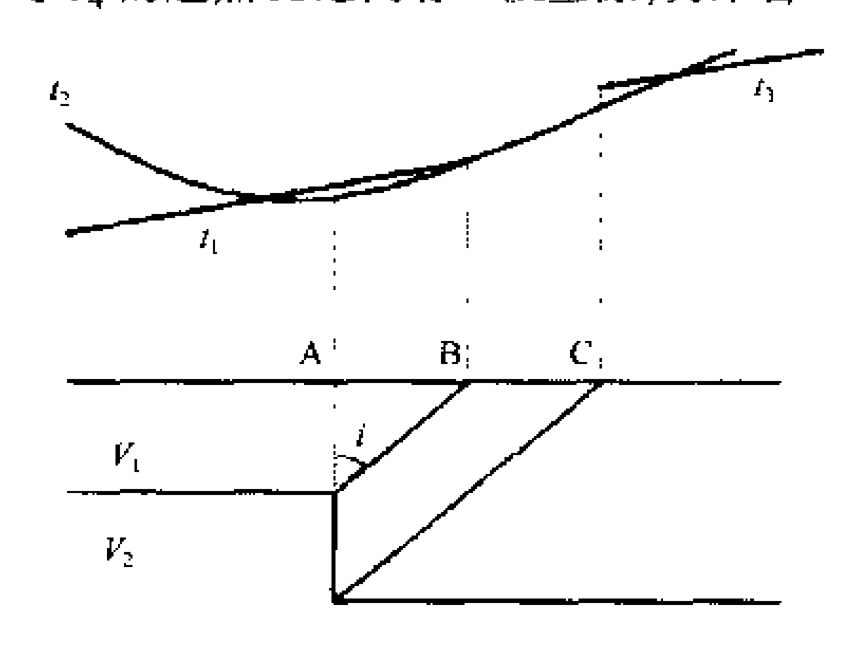


图 4-21 覆盖层下台阶的折射波时距曲线示意图

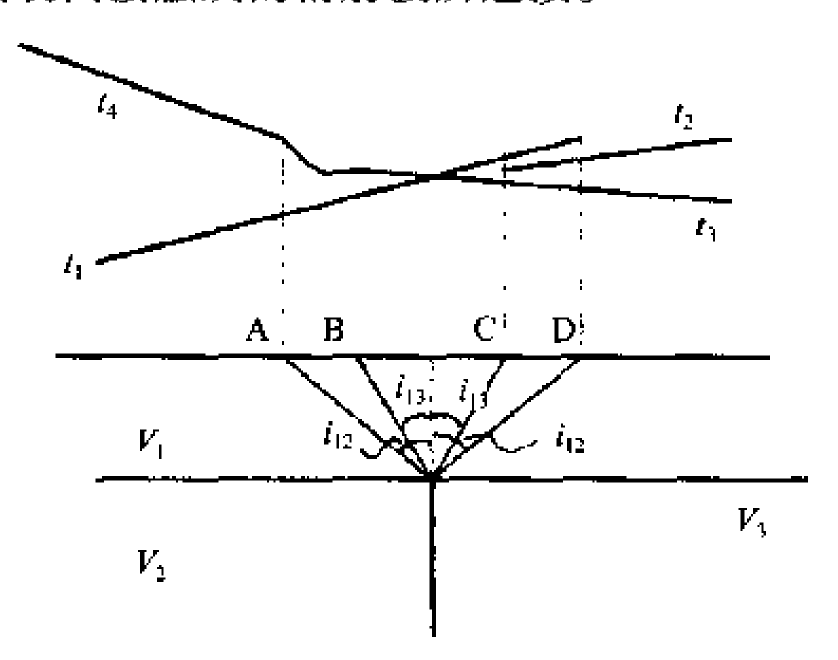


图 4-22 覆盖层下有垂直接触面的时距曲线示意图

第四节 反射波法[1,8,24]

反射波法的实际应用虽然比折射波法晚，但自从一投入使用，就因其分辨率高，检波器离激发点比折射波法近，因而要求地震波激发能量较小等一系列优点，很快就在许多方面取代了折射波法。

一、反射波法的基本概念

1. 反射波时距曲线

为了表明反射波时距曲线的性质，我们利用几何地震学先来看两层介质时的情况。如图 4-23 所示。O 为激发点，也是时距曲线坐标的原点；h 为反射界面法线深度；ϕ 为界面的倾角；V_1、ρ_1 及 V_2、ρ_2 分别为界面上、下介质的地震波传播速度和密度，且波阻抗 $V_2\rho_2>V_1\rho_1$，满足地震波能从界面上反射的条件。将界面法线延伸至 O′，令 $OO'=2h$，O′为激发点相对于反射界面的镜象，称为"虚震源"。设 R 点为界面上任意反射点。将 O′R 延伸至地面 B 点，连 OR 线，则 OR 为地震波入射至反射点 R 的射线，RB 为地震波在 R 点反射后出射到地面上 B 点的射线。为了求得反射波时距曲线，作 O′至地面的垂线 O′C。于是地震波由 O 入射至

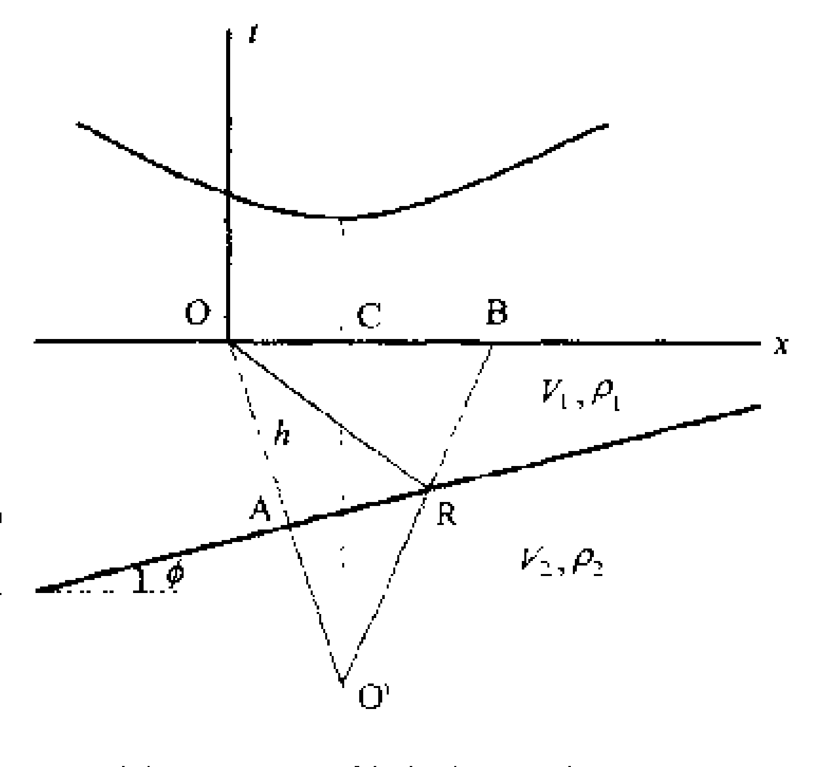


图 4-23 反射波时距曲线示意图

R 再反射到 B 的走时：

$$t=(\mathrm{OR}+\mathrm{RB})/V_1=(\mathrm{O'R}+\mathrm{RB})/V_1=\mathrm{O'B}/V_1$$

而
$$\mathrm{O'B}=[(\mathrm{O'C})^2+(\mathrm{CB})^2]^{1/2}$$
$$(\mathrm{O'C})^2=(2h)^2-(\mathrm{OC})^2$$
$$\mathrm{CB}=x-\mathrm{OC}$$
$$\mathrm{OC}=2h\ \sin\phi$$

故
$$t=\frac{1}{V_1}[(2h)^2+x^2-4hx\sin\phi]^{1/2}$$

即
$$V_1^2t^2-x^2+4hx\sin\phi=4h^2 \tag{4-36}$$

这是双曲线的方程，因此，反射波时距曲线为双曲线。由于 O′C 是从 O′至地面的垂线，它比由 O′点至地面其他任何点的距离要短，故 C 点是时距曲线极小值的位置。

假如将坐标原点由 O 点移至 C 点，令新的坐标为(x',t)，则：

$$x'=x-2h\sin\phi$$

代入(4－36)式得：

$$V_1^2t^2-x'^2=4h^2\cos^2\phi$$

这是以 C 点为原点，t 轴为对称轴的双曲线方程。

当测线的方向垂直于界面的走向时，从 O 向 C 的方向是界面上升的方向；其相反的方向即界面的倾向；由此求得的界面倾角 ϕ 是界面的真倾角。

当测线的方向与界面的走向斜交时，从 O 向 C 的方向虽然也反映界面上升，但其相反的方向不是界面的真正倾向，因而由此求得的界面倾角 ϕ 不是真倾角，称为视倾角。

由此可见，想要找到界面的倾向，就应以 O 为激发点，在它的周围布置检波器进行面积观测，这时所得的时距曲线在地面的等值线，将是一系列同心圆。同心圆的圆心就是虚震源在地面的投影。同心圆圆心至激发点的方向就是界面的倾向。

当反射界面较深，即 $2h$ 大于排列的长度时，可用近似的方法求得界面的倾角 ϕ。

由(4－36)式：

$$t=\frac{2h}{V_1}\left(1+\frac{x^2-4hx\sin\phi}{4h^2}\right)^{1/2}$$

将上式作二项式展开，取前两项，得：

$$t\approx\frac{2h}{V_1}\left(1+\frac{x^2-4hx\sin\phi}{8h^2}\right)$$

取激发点两边炮检距相同的检波点的反射波走时，即在激发点右侧，取炮检距 $x=d$ 时检波点的反射波走时：

$$t_1\approx\frac{2h}{V_1}\left(1+\frac{d^2-4hd\sin\phi}{8h^2}\right)$$

在激发点左侧，取炮检距 $x=-d$ 时检波点的反射波走时：

$$t_2\approx\frac{2h}{V_1}\left(1+\frac{d^2+4hd\sin\phi}{8h^2}\right)$$

二者的走时差：

$$\Delta t_d=t_2-t_1=\frac{2h}{V_1}\,\frac{d\sin\phi}{h}=\frac{2d\sin\phi}{V_1}$$

称为倾角时差。令 $2d=\Delta x$，故：

$$\sin\phi = V_1\left(\frac{\Delta t_d}{\Delta x}\right)$$

现在再来看看多层介质时的反射波时距曲线。首先讨论多层水平层状介质时的情况。

由(4-36)式，当 $\phi=0$ 时，得：

$$V_1^2t^2 - x^2 = 4h^2 \tag{4-37}$$

将 t 对 x 微分得：

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{V_1^2 t}$$

由于 v 及 t 都是随着界面深度的增加而增大，所以，随着界面深度的增加，反射波时距曲线的斜率将越来越小，于是得出如图 4-24 的一组双曲线。

显然，当这组平行界面为倾斜界面时，随着深度的增加，虚震源将向界面上倾方向移动，因而相应时距曲线的极小值点也向界面上倾方向移动。

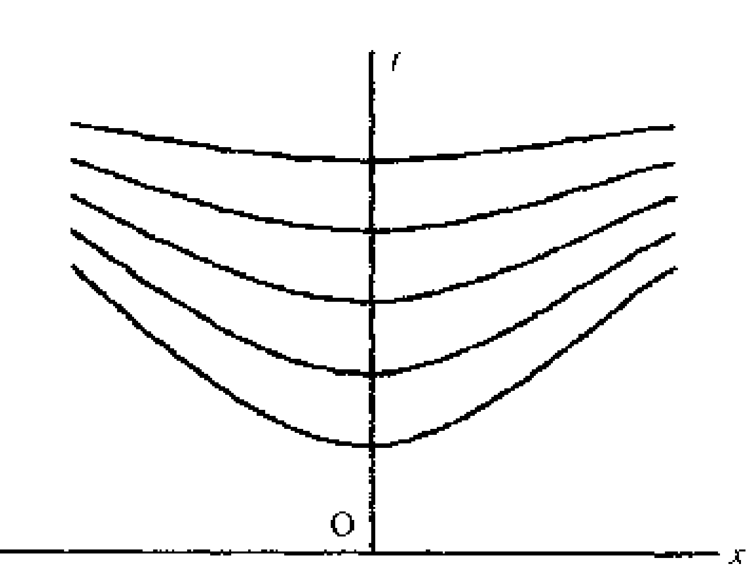


图 4-24　多层水平层状介质的时距曲线示意图

2. 野外观测系统

(1)相遇时距曲线观测系统

因为反射波与折射波不同，没有盲区，所以一般可采用简单相遇观测系统，激发点就在检波器排列的两端。但在有些情况下，为了避免某些干扰，可能采用一定的偏移距。在有的情况下，也可能采用非纵排列。

(2)延长时距曲线观测系统

在测线上如遇上某些障碍，例如房屋、河流时，还可采用延长时距曲线观测系统。如图 4-25 所示，O_1 与 O_2 之间有障碍物，可先在障碍物的一侧 O_1 激发，在另一侧 O_2E 区间安置检波器观测，得到来自障碍物下方反射界面 R 的 BC 段的反射波时距曲线 t_1；然后反过来，在原来激发的一侧 DO_1 区间安置检波器，在另一侧 O_2 点激发来进行观测，取得障碍物下方反射界面 AB 段的反射波时距曲线 t_2，从而得到了障碍物下整个反射界面的信息。图中，O_1' 与 O_2' 为与 O_1、O_2 相应的虚震源。

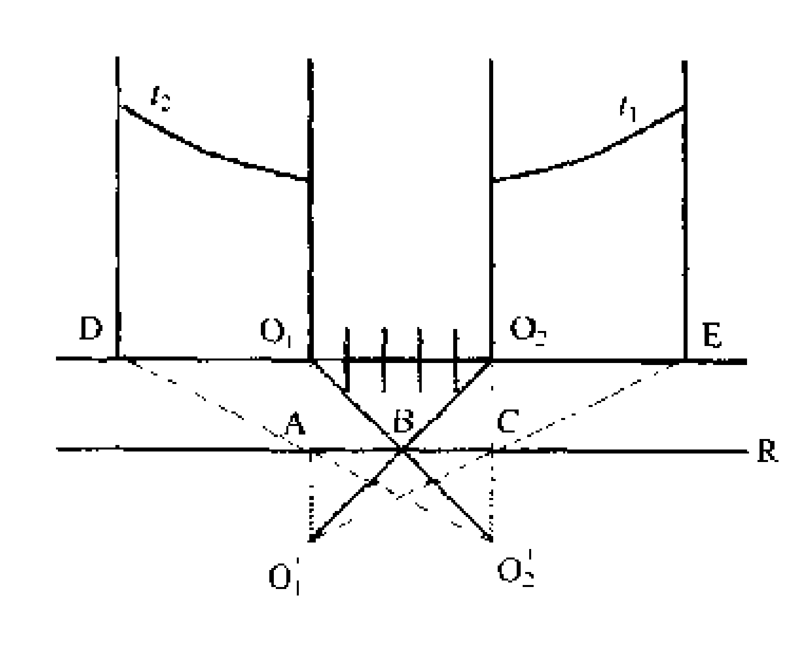


图 4-25　延长时距曲线观测系统示意图

(3)多次覆盖观测系统：这在下面就要谈到。

3. 数据处理

将反射波观测数据先进行低速带和地形校正(即所谓静校正，将在共反射点反射叠加

中介绍),绘成时距曲线,然后由时距曲线求得所追踪的反射界面上覆介质中地震波传播的平均速度及界面埋深,绘出反射界面剖面图。

(1)速度的确定

要求得界面深度,画出剖面图,首先就得确定地震波的传播速度。除地震测井之外,由时距曲线求等效速度的方法很多,这里只介绍 Δt 法。

设水平界面深度为 h,检波器排列长度为 L。以激发点为坐标原点,当 $2h > L$ 时,由(4-37)式得:

$$t = \frac{2h}{V_1}\left[1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]^{1/2} = t_0\left[1 + \left(\frac{x}{V_1 t_0}\right)^2\right]^{1/2}$$

$$= t_0\left[1 + \frac{1}{2}\left(\frac{x}{V_1 t_0}\right)^2 - \frac{1}{8}\left(\frac{x}{V_1 t_0}\right)^4 + \cdots\right] \approx t_0 + \frac{x^2}{2V_1^2 t_0} \qquad (4-38)$$

式中:t_0 为激发点自激自收的反射波走时,即地震波从激发点沿界面的法线向下入射至界面,并原途返回到激发点的走时,或称回声时间,也就是反射波时距曲线在激发点时间轴上的截距。

令反射波到达同一测线上两检波点 x_1 及 x_2 的走时分别为 t_1 及 t_2,则它们之间的走时差:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V_1^2 t_0}$$

当 x_1 位于激发点,即 $x_1 = 0$ 时,以上的走时差,叫做正常时差,用 Δt_n 表示,即:

$$\Delta t_n \approx \frac{x^2}{2V_1^2 t_0} \qquad (4-39)$$

由(4-39)式可见,正常时差与炮检距 x 的平方成正比,与速度 V_1 的平方成反比。

由(4-39)式:

$$V_1 \approx \frac{x}{\sqrt{2t_0 \Delta t_n}} \qquad (4-40)$$

得到 t_0、Δt_n 及炮检距 x 之值,就可求得速度值。

(2)界面位置的确定

确定界面位置的方法很多,这里介绍两个比较简单的方法。

①t_0 法(圆法)

在激发点上置放的检波器,接收的是激发点自激自收的反射波,其走时为 t_0,于是界面法线深度:

$$h = V_1 t_0 / 2 \qquad (4-41)$$

式中:t_0 可直接读出;V_1 可由上面介绍的方法求得,由此可求得界面的法线深度。

当界面水平时,从激发点到界面的界面法线与从激发点向下的铅垂线相互重合,界面的法线深度就是从激发点沿铅垂线至界面的铅垂深度。但界面倾斜时,这两条线不重合。在反射面以上介质为均匀各相同性的介质时,它们之间的交角等于界面的倾角。这时,想要求得界面的位置,可以各激发点为圆心,以这些激发点相应的界面法线深度为半径画圆弧,圆弧的包络线即界面的位置。这种求界面位置的方法就是 t_0 法,也可称之为圆法。

②椭圆法

假如以激发点O和任一检波点A为椭圆的两个焦点，以该检波点接收的地震波射线长度（走时乘波的传播速度）为椭圆的长轴，用绘制椭圆的轨迹法在测线下方作弧，反射点一定在这个弧上，如图4-26所示。再用激发点O和另一个检波点B为焦点，B点接收的地震波射线长度为椭圆的长轴作弧。如此下去，得到一系列的弧，它们的包线就是所求的反射界面。而这种求界面位置的方法，叫做椭圆法。

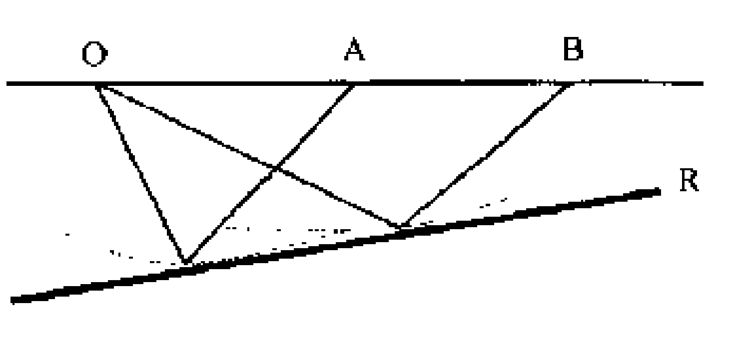


图4-26 椭圆法示意图

二、共反射点叠加勘探方法

地震勘探方法与其他的地球物理方法一样，最伤脑筋的问题，是如何压制干扰，提高信噪比的问题。在解决这个问题的许多方法中，地震记录的叠加技术是引人注目的好方法。

所谓叠加，是将多次激发所得到的界面上同一反射点的反射记录相加。由于它们的波形相同，同相相加的结果，反射得到增强，而许多干扰波遭到削弱。

叠加技术有三种形式：

一是垂直叠加：将同一个激发点上多次激发，在同一检波器排列上接收的地震记录，不经静、动校正，即进行叠加，其结果，规则的反射波得到加强，随机的干扰遭到压制。这就是垂直叠加或共炮点叠加，也就是信号增强地震仪工作所依据的基本原理。这种方法，对用小能量震源，进行浅层地震勘探的考古地球物理来说，是合适的。但它只能压制随机干扰，而不能压制面波等相干干扰。

二是井口叠加：即在同一炮井的不同深度上激发，同一排列上接收，得到多次观测记录。在进行激发点至井口的时间校正后，将它们叠加，叫做井口叠加。这样，也增强了规则的反射波，压制干扰，特别是虚反射。所谓虚反射，是指井中爆炸时，由炮点向上传播，经低速带底部或地面反射后，再往下传播的能量；使用可控震源时，也可能出现虚反射。

三是水平叠加：在一系列激发点上激发，在相应的检波点上接收来自反射界面上同一反射点的反射波，并将这些地震记录叠加，以压制干扰，称为水平叠加。这是20世纪50年代发展起来的方法，在解决提高信噪比问题方面起到了重要的作用。

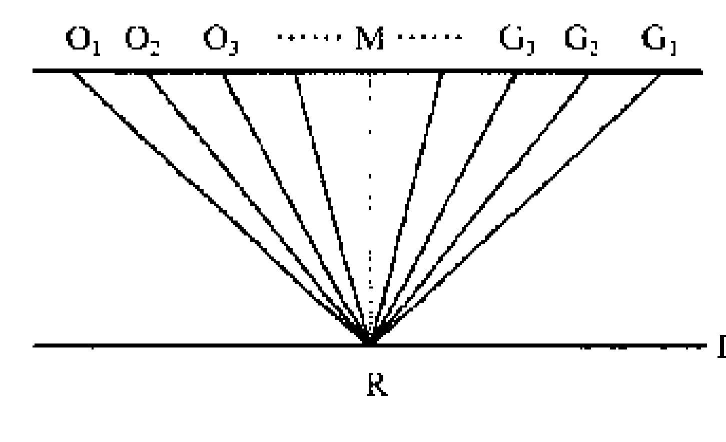


图4-27 共反射点叠加方法示意图

1. 基本概念

为了更好地说明水平叠加问题，如图4-27所示，设反射界面B是水平平面，界面上有一点R，当我们在地面上的O_1、O_2、O_3…点激发时，分别依次在G_1、G_2、G_3…点接收来自R点的反射。R点是各检波器接收的反射波的共同反射点，所以叫做共反射点(common-reflection point)；又因为R点是各检波点接收的来自同一深度的反射波的共同反射点，所以又叫做共深度点(common-depth point)；还因为R点在地面的投影M是O_1与G_1，O_2与G_2，O_3与G_3…的共同中心点，所

以也叫做共中心点(common midpoint)。由此可见,当界面倾斜时,共中心点就不是共反射点或共深度点。

按照某个准则,将所有地震道并排地显示出来,叫做道集或选排,如共反射点道集、共中心点道集等。将共反射点道集中各地震道接收的反射记录进行正常时差校正,使它们成为似乎都是在中心点 M 上接收的法线反射。由于记录的相位相同,将这些记录叠加起来,则来自 R 点的反射得到极大的增强,而其他地震波则大为削弱,从而达到了压制干扰(特别是规则干扰)和提高信噪比的目的。

信噪比的提高,是与反射叠加的次数直接相关。叠加的次数越多,信噪比越高。但因为二者之间的关系不是线性的,而且还牵涉到工作效率和成本的问题。所以,合适的叠加次数往往是通过试验来确定。

多次叠加还可以压制多次反射,其原理将在介绍动校正时论述。

2. 观测系统

共反射点叠加的观测系统不是在检波器排列两端激发,中间接收的相遇观测系统,而是单边激发的观测系统。即激发点始终是在排列的一端,排列随激发点的移动而移动。两个相邻激发点之间的距离,由检波道的多少和叠加的次数来决定。

图 4 28 为 12 个检波器的排列的共反射点观测系统示意图。图中,x 为测线;R 为反射面,为简单起见,设其为水平平面;E_1、E_2、E_3…为 O_1、O_2、O_3…等点激发时相应检波器排列中距激发点最远的检波器位置;R_1、R_2、R_3…为 O_1、O_2、O_3…激发时反射面 R 上相应的反射点位置。为了较清楚地表达起见,反射点 R_1、R_2…没有画在反射面上,而是画在反射面下方,示意地表示了它们在反射面上的相对位置。

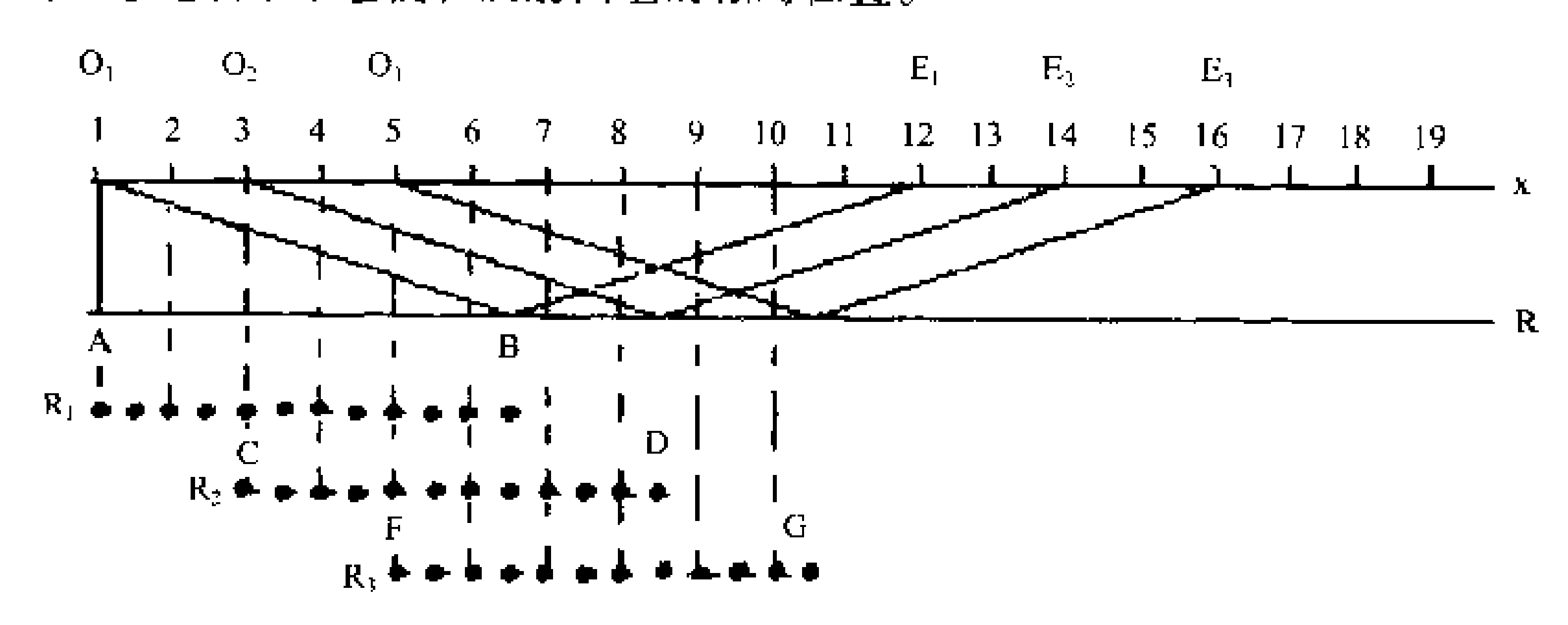


图 4 - 28 共反射点观测系统示意图

由图可见,当在 O_1 点激发地震波,在 1 至 12 的检波点(排列最终的检波点 12 在 E_1 点)接收时,地面上能够接收到反射波的反射点 R_1(共 12 个)在反射面 R 上覆盖的区间 AB 只为 1 至 12 检波点区间长度的二分之一。将激发点往前移动两个检波点的距离到达 O_2,在检波点 3 至 14(排列最后的一个检波点在 E_2 点)上接收,地面能够接收到反射波的反射点 R_2(也是 12 个,下同)在反射面上覆盖的区间 CD 的位置也相应向前移动了两个检波点的距离。如此类推,从图上不难看到,在 O_1、O_2、O_3…激发时,地面能够接收到反射波的反射点在反射面上覆盖区间相互重叠(也就是被重复观测)的次数(即所谓覆盖次数),

最多为 3 次，而且是从第 5 号检波点才开始的。由此所得的反射记录，最多只能进行 3 次叠加。为了增加地震记录的叠加次数，就必须缩短相邻两个激发点之间的距离。如图 4-28，将激发点距缩小为一个检波点距，即每个检波点都是激发点，则这个观测系统可达到 6 次覆盖。这是这个观测系统覆盖次数的极限。为了进一步增加叠加的次数，只有增加一个排列中的检波道的数目。近年来在石油、天然气地震勘探中所用的检波道多达千道。

3. 数据处理

反射波的数据处理包括静校正、动校正、叠加、偏移等许多内容，其目的，是消除各种干扰及误差，以获得来自目的层的真实而准确的信息。

(1)静校正

共反射点叠加，首先就假定观测面是一个水平平面。而事实上，地面往往不是一个平面，有时地形起伏还相当大。这就有必要把在不同高程上的检波器得到的记录，校正到同一个观测平面上来。这个平面就是我们设定的基准面。

另一方面，几乎所有陆地的地表，都覆盖一层疏松的地层，即低速层(带)，它的厚度不大，但波的传播速度相当低，对地震勘探影响很大。

为了保证多次叠加的效果，首先就有必要进行低速层和激发点、检波点高程校正，统称为静校正。

激发点、检波点的静校正，可以通过专门的低速层研究来获得所需的资料。

如图 4-29，令基准面在低速层的下面；低速层的波速为 V_1；低速层下，基准面 B 上的地层波速为 V_2。我们可以设计一个小排列来获取低速层中的直达波速度、低速层与下伏地层之间界面上的折射波速度等信息。为此，这个排列不但应该短，而且靠近炮点处的检波点距一定要比较密，以保证至少有两个以上的检波器接收到直达波。在排列的两端用小能量震源激发，取得的直达波时距曲线 D_1、D_2 与折射波时距曲线 R_1、R_2，如图 4-29 所示。由直达波的斜率可求得低速层中的波速 V_1；由两支折射波时距曲线的斜率，可以求得低速层与下伏地层之间界面上的折射波速度，也就是基准面与界面之间地层中的波速 V_2，以及低速层的厚度 h_L。这些都在前面谈折射波法时介绍过了。

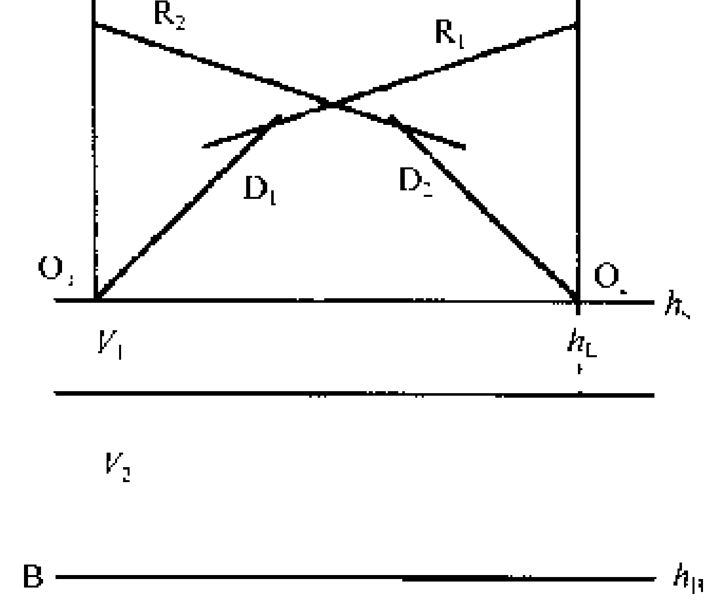


图 4-29 低速层研究

①激发点的静校正

由于地震波从地面开始往下传和反射波接近地面时，地震射线都可以近似地认为是垂直地面的，因此，激发点的静校正时间 Δt_s 等于地震波由激发点往下，经过低速带及其下伏介质，到达基准面的双程时间，即：

$$\Delta t_s = 2\left(\frac{h_s - h_B - h_L}{V_2} + \frac{h_L}{V_1}\right) \tag{4-42}$$

式中：h_s为激发点高程；h_L为低速带厚度；h_B为基准面高程；V_1 为低速带波速；V_2 为低速

带底面与基准面间地层的波速，见图 4-29。

②检波点的静校正

检波点的静校正时间应该等于地震波由激发点 O 往下传至基准面的单程时间与反射波由基准面传至检波器的时间之和。地震波由激发点传至基准面的双程时间已由(4-42)式求得，而反射波由基准面传至地面检波点 G 的时间：

$$\Delta t = \left(\frac{h_G - h_B - h_L}{V_2} + \frac{h_L}{V_1}\right)$$

当低速层沿测线变化不大时，得检波点的静校正：

$$\Delta t_G = \left(\frac{h_s + h_G - 2(h_B + h_L)}{V_2} + \frac{2h_L}{V_1}\right) \tag{4-43}$$

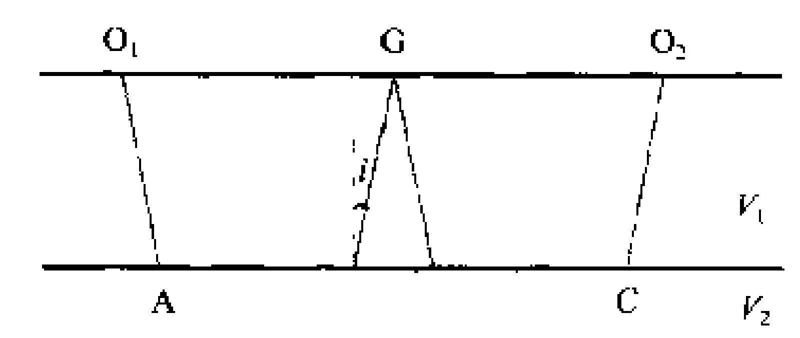


图 4-30 一种求地震波通过低速带时间的方法示意图

式中：h_G为检波点 G 的高程。

也可采用另一个求地震波通过低速带的时间的办法。如图 4-30 所示，由于低速层中的波速比下伏岩层中的波速往往小得多，因而临界角 i 也相当小，加之低速层厚度不大，所以，可以近似地认为低速层底面的折射波，其入射及出射的射线是近似地垂直于地面的。

设两激发点之间的低速层是稳定的，则由激发点 O_1 及 O_2 传至 G 点的折射波走时 t_{O_1G}及 t_{O_2G}之和为：

$$t_{O_1G} + t_{O_2G} \approx \frac{(AC)}{V_2} + 4t_L$$

式中：t_L为波在低速层中的走时，而 $AC \approx O_1O_2$，故：

$$t_L \approx \frac{1}{4}\left[t_{O_1G} + t_{O_2G} - \frac{(O_1O_2)}{V_2}\right] \tag{4-44}$$

当低速层厚度比较小时，由 O_1 及 O_2 激发，从 O_1 及 O_2 到达 G 的直达波走时，事实上是从 O_1 及 O_2 经低速带底面到达 G 点的折射波走时。

知道了地震波垂直通过低速带的时间，就很容易地求得激发点和检波点的静校正值。

(2)动校正

所谓动校正，就是正常时差校正。

正常时差的概念，我们在讲计算反射波传播速度的 Δt 法时已讲过了。它是一个排列中任意一个检波点的反射波走时与炮点自激自收的反射波走时(t_0)之间的走时差。动校正或正常时差校正实际上就是把各个检波点接收到的反射波走时都换算成该检波点与激发点之间的中点的自激自收的反射波回声时间，即该中点的 t_0。

在计算机上进行动校正有两种方法：

①查表法

计算动校正值 Δt_n的公式为：

$$\Delta t_n = t - t_0 = \left[t_0^2 + \frac{x^2}{V^2(t_0)}\right]^{1/2} - t_0 \tag{4-45a}$$

式中：$V(t_0)$为工作区地震波传播速度随深度(用时间 t_0 表示)而变化的函数。

(4－45a)式可改写为：

$$\Delta t_{\mathrm{n}}=t_0(\sqrt{1+k^2}-1)$$

式中：

$$k=\frac{x}{V(t_0)t_0}$$

并令：

$$\sqrt{1+k^2}-1=B(k)$$

即：

$$\Delta t_{\mathrm{n}}=t_0B(k)$$

由此可以制作 $B(k)$的表格，存入计算机，由计算机根据各记录道的 x、t_0 及 $V(t_0)$之值，自动计算出 K 值，并进而求得动校正值。这个进行正常时差计算所用的速度值 $V(t_0)$，有时也叫做叠加速度

②迭代法

(4－45a)式可改写为：

$$(\Delta t_{\mathrm{n}}+t_0)^2=t_0^2+\frac{x^2}{V^2(t_0)}$$

于是：

$$t_0=\frac{1}{2}\left[\frac{x^2}{\Delta t_{\mathrm{n}}V^2(t_0)}-\Delta t_{\mathrm{n}}\right] \tag{4-45b}$$

将(4－45b)式写成迭代形式，得：

$$t_0^{(n)}=\frac{1}{2}\left[\frac{x^2}{\Delta t_{\mathrm{n}}V^2(t_0^{(n-1)})}-\Delta t_{\mathrm{n}}\right]$$

令

$$y=t_0^{(n)}$$

$$\phi(t)=\frac{1}{2}\left[\frac{x^2}{\Delta t_{\mathrm{n}}V^2(t_0^{(n-1)})}-\Delta t_{\mathrm{n}}\right]$$

而

$$y=\phi(t)$$

给定 $t_0^{(n-1)}$ 及 Δt_{n}，由 $\phi(t)$式求得 $t_0^{(n)}$。将所得的 Δt_{n}值代入(4－45b)式，如两边相等，说明 $t_0^{(n)}$ 时的动校正值仍为 Δt_{n}；如不相等，则仍需改变 Δt_{n}，一直达到(4－45b)式两边相等时为止。

(3)数字滤波

地震勘探中烦扰地震工作者的问题之一，就是干扰波的问题。前面说过，干扰波有两类，一是有规则的干扰波，如反射波法中的面波；二是无规则的干扰波，包括各种各样的随机振动。消除干扰波的方法也多种多样，总的说来也可分三类：一是利用干扰波的随机性，一般说来，这类干扰比较好消除，如多次叠加就是一种有效的方法；二是利用干扰波与有效地震波的频率差别，例如面波与反射波的频率差别往往比较明显；三是利用波沿地面传播的视速度的差别，如组合检波就是利用这一特性。后二者对付的主要是有规则的干扰波，但正因为它们是有规则的，所以，只要我们掌握了它们与有效地震波之间的差别，就可以采取一些措施将它们消除。利用频率差别来消除干扰波，叫做频率滤波，用单道地震记录即可实现；利用视速度差别来消除干扰波，叫做视速度滤波，须用多道地震记录才能实现。

滤波的实施方法也是多种多样的。可以在野外观测时采取某些滤波措施，如组合激发，组合检波等；也可以在检波器接收到振动之后，记录器记录之前，让信号通过专门的电

滤波器进行滤波;还可以在数据处理阶段采取一些方法来进行滤波,数字滤波就是这个阶段的有效滤波方法。

对地震勘探工作者来说,理想的滤波系统是它能让通频带以内的频率成分完全通过,把通频带以外的频率成分完全滤掉,而且相位移为零。这种性能是电滤波器无法达到的,而数字滤波器则可以做到。

数字滤波特性可用数学形式来表示:频率滤波的数学形式是频率响应函数或脉冲响应函数,前者是频率域中的运算,后者是时间域中的运算;视速度滤波的数学形式是波数特性函数或空间特性函数;褶积则是滤波运算的一个重要方法。

地震波在地下传播是一个多维问题,既有空间的因素,又有时间的因素,但在有些情况下,如反射界面近乎水平,而介质的弹性在水平方向变化又小的情况下,可以近似地把它当作二维,甚至一维问题来解决。下面介绍数字滤波的基本概念。

①数字滤波的概念

数字滤波是通过数学运算来达到滤波目的的一种方法。为了更好地说明问题,先从一维角度来阐述它的某些概念:频率特性、时间特性和褶积滤波。

滤波系统主要有两个特性:频率特性和时间特性。

A. 频率特性

频率特性,又称频率响应或传输函数,是指滤波系统的输入与输出信号频谱的比值。设系统的输入与输出信号分别为 $x(t)$和 $y(t)$,它们的频谱(即信号的傅里叶变换)分别为 $X(f)$及 $Y(f)$,f 为频率,则该系统的频率响应

$$H(f) = \frac{Y(f)}{X(f)} = A(f)e^{i\Psi(f)} \tag{4-46}$$

式中:$A(f)$为振幅频率响应;$\Psi(f)$为相位频率响应。

B. 时间特性

当滤波系统的输入信号 $x(t)$为单位脉冲 $\delta(t)$时,由于 $\delta(t)$的频谱 $\delta(f)=1$,代入(4-46)式,得系统的频率响应:

$$H(f) = \frac{Y(f)}{\delta(f)} = Y(f) \tag{4-47}$$

由此可见,当单位脉冲输入滤波系统时,系统输出信号的频谱就是该系统的频率响应。

将(4-47)式作傅里叶反变换,可得该系统输出信号的时间域表达式:

$$Y(t) = h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H(f)e^{i2\pi ft}\mathrm{d}f \tag{4-48}$$

式中:$h(t)$为单位脉冲输入时得到的滤波系统输出信号,称为滤波系统的脉冲响应。

滤波系统的脉冲响应又叫滤波因子,反映的就是该系统的时间特性。

对(4-48)式进行傅里叶变换,得:

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t)e^{-i2\pi ft}\mathrm{d}t \tag{4-49}$$

由(4-48)及(4-49)二式可见,滤波系统的特性有两种不同的表示方法,即频率响应 $H(f)$和脉冲响应 $h(t)$,二者由傅里叶变换而唯一地联系起来。它们形式不同,而效果是相同的。但频率域的测量是稳态的,而时间域测量是瞬态的,彼此又有所差异。

C. 褶积滤波

滤波的目的是要将记录信号中的干扰消除，求得有效波。这个过程可以通过输入信号(地震记录信号)与滤波系统脉冲响应的褶积来完成。

将(4-46)式中的输出信号频谱 $Y(f)$作傅里叶反变换，得滤波系统的输出：

$$y(t)=\int_{-\infty}^{\infty}H(f)X(f)e^{i2\pi ft}\mathrm{d}f \tag{4-50}$$

将(4-49)式的 $H(f)$代入，并令时移为 τ，得：

$$y(t)=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}h(\tau)e^{-i2\pi f\tau}X(f)e^{i2\pi ft}\mathrm{d}f\mathrm{d}\tau=\int_{-\infty}^{\infty}h(\tau)\left[\int_{-\infty}^{\infty}X(f)e^{i2\pi f(t-\tau)}\mathrm{d}f\right]\mathrm{d}\tau$$

根据频谱分析的时移定理：

$$x(t-\tau)=\int_{-\infty}^{\infty}X(f)e^{i2\pi f(t-\tau)}\mathrm{d}f$$

故：

$$y(t)=\int_{-\infty}^{\infty}h(\tau)x(t-\tau)\mathrm{d}\tau \tag{4-51}$$

这个积分式就是褶积。它表明：滤波系统的输出信号等于输入信号(时间函数)与该系统脉冲响应的褶积，所以又叫褶积滤波。因此，由输入信号和滤波系统的脉冲响应就可直接求得输出信号。

如在频率域进行数字滤波，必须将输入信号经傅里叶变换得出其频谱，再与滤波系统的频率响应相乘，得出输出信号的频谱，然后再将输出信号的频谱作反傅里叶变换，求得输出信号的时间函数。

上面(4-48)、(4-51)等式中的脉冲响应函数的积分时限为 $-\infty$到∞，这在数学上是可以实现的，但在物理上就不可能实现，因为当 $t<0$ 时，根本没有任何信号输入，滤波系统怎么可能有响应，这时的 $h(t)$应等于零，所以，滤波系统在没有信号输入时就没有输出的特性，称为滤波系统的物理可实现性。

②一维滤波

一维滤波是在变量只有一个(如频率或波数)时采用的滤波方法。以频率滤波为例，根据需要消除的干扰波的频率的不同，有低通滤波(消除高频干扰)、带通滤波(消除频率高于或低于有效地震信号的干扰)等不同滤波方法。

A. 低通滤波

这是褶积滤波的具体应用，目的是消除高频的干扰。

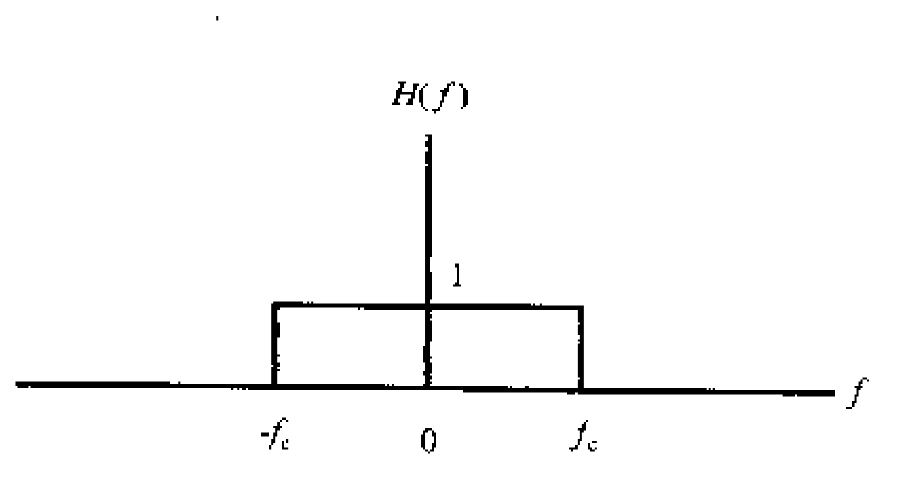


图 4-31 低通滤波的频率响应

理想低通滤波系统的频率响应曲线如图 4-31 所示。其数学表达为：

$$H(f)=\begin{cases}1, & f\leqslant|f_c|\\ 0, & f>|f_c|\end{cases} \tag{4-52}$$

由傅里叶反变换求得其脉冲响应为：

$$h(t)=\int_{-\infty}^{\infty}H(f)e^{i2\pi ft}\mathrm{d}f=\int_{-f_c}^{f_c}e^{i2\pi ft}\mathrm{d}f=\frac{\sin 2\pi f_c t}{\pi t} \tag{4-53}$$

将记录的地震信号与 $h(t)$ 褶积，就压制了高频干扰，有效地震信号得到相对的加强。

B. 带通滤波

这也是褶积滤波在一维问题方面的应用，目的是压制频率高于及低于有效地震信号的干扰。

理想带通滤波系统的频率响应：

$$H(f)=\begin{cases}1, & |f_1|<f<|f_2| \\ 0, & f\text{为其他值}\end{cases} \tag{4-54}$$

这一频率响应曲线如图 4-32a 所示。它可以看作图 4-32b 和图 4-32c 显示的两个理想低通滤波系统频率响应之差。由此，先计算出两个低通滤波系统的脉冲响应 $h_1(t)$、$h_2(t)$，将它们相减，即得带通滤波系统的脉冲响应。

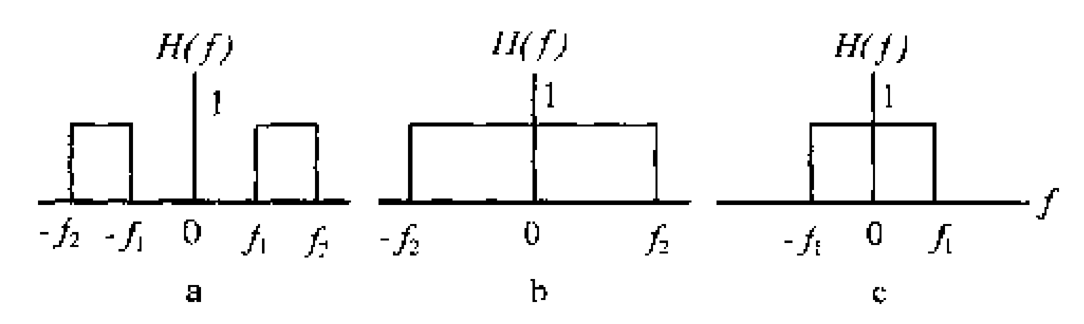


图 4-32 理想带通滤波器的频率响应

也可由傅里叶反变换直接计算带通滤波系统的脉冲响应。

以上低通滤波及带通滤波系统都有负的频率域及负的时间域，因为只有对称的实函数的傅里叶变换才是实函数，虚部为零。它们都是理想的滤波系统。

③二维滤波

二维滤波的变量有两个：频率－波数或时间－空间。二维滤波采用二维傅里叶变换，做法与一维滤波类似。

理想二维滤波系统的形式多样，视工作地区有效波和干扰波之间的差别情况而定。对于深层反射波，由于它到达地面时，波前几乎与地面平行，视速度接近无限大，波数接近于零，而干扰波的视速度远比它小，所以，这时可选用扇形滤波，如图 4-33a；如有效波的视速度不高，而干扰波的视速度有的比它高，有的比它低，就可选用切饼滤波，如图 4-33b；如有效波与干扰波不但视速度不同，而且频率也有差别，就可考虑选用带通扇形滤波和带通切饼滤波，如图 4-33c 和 d。

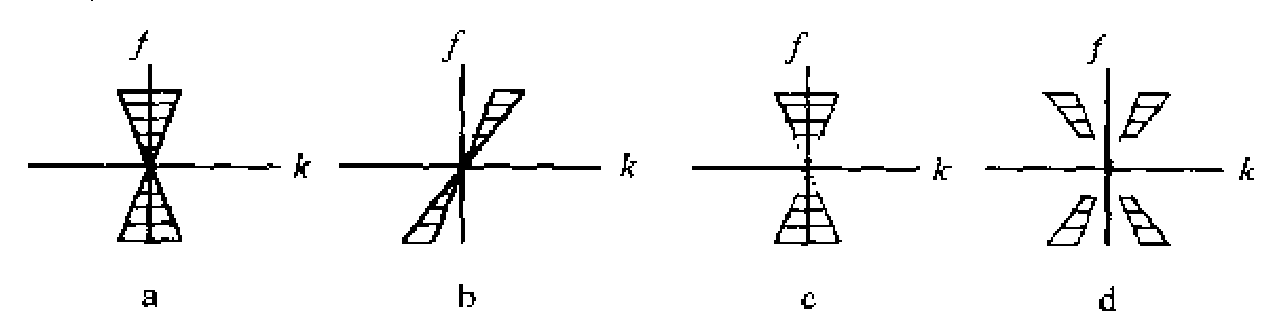


图 4-33 几种不同形式的二维滤波系统

数字滤波可实现相当理想的滤波系统，而理想的滤波系统是物理不可实现的。也就

是说，想要用电器元件设计具有数字滤波系统这样功能的滤波器是不可能的，而这正是数字滤波不可取代的优越性。

④反滤波

前面曾经说到，地层也起到滤波作用，是一个低通滤波器。震源激发时，脉冲是短而尖锐的，通过地层之后，高频部分往往被吸收，以致记录到的地震脉冲，延续时间长，且到时不够尖锐，相邻脉冲之间相互干涉，引起波形畸变及地震记录的分辨力降低。为了解决这个问题，自然而然地就联想到，如何消除地层的滤波影响，恢复地震波通过地层前的短而尖锐的形态，因而这样的滤波系统，称为反滤波。反滤波的数学运算，即反褶积。反褶积处理，不但能提高记录上有效波的分辨率，而且还能压制干扰，提高信噪比。

⑤预测滤波与预测反滤波

应用预测理论解决滤波问题，称为预测滤波；解决反滤波问题，称为预测反滤波或预测反褶积。预测反滤波是预测地震记录中规则的纯干扰波，将它从地震记录中去掉，以便得到没有干扰的有效波。

处理地震记录有两种方法：一是确定性的，即把地震记录看成是确定的时间序列；另一个是随机性的，即把地震记录看成是一个随机的时间序列。地震记录上的时间序列是与激发时间联系着的，这种具有时间源点的时间序列称为不平稳时间序列，反之就是平稳时间序列。

处理不平稳时间序列地震记录时，先将记录分成若干时间段，假定每段内的时间序列是平稳的。然后计算各段的最佳线性算子，后者包含该时间段内各记录道的动力学特征。

由某记录道和其它记录道的过去值求得该记录道未来值的线性算子，可以用作预测算子。由多道地震记录求得的预测算子较佳。将算子的动力学特征与记录的其他时间段比较，对整个地震记录进行预测。

预测值与实际值之差，就是预测误差。预测误差小，表明预测效果好，而且地震记录的动力学特征变化不大。误差也可构成时间序列，反映了地震记录动力学特征的随机性。

(4)速度分析

地震勘探的一个十分重要的目的，是要知道探测目标的埋藏深度，而要求得准确的埋藏深度，就必须掌握准确的地震波在地下传播的速度。地震波传播速度往往随空间而变化，既有铅直方向的变化，也有水平方向的变化。再加上其他各种因素（如干扰波）的影响，如何取得尽可能真实的地下介质波速的信息，是地震观测及数据处理中都要考虑到的一个极为关键的问题。

前面已经谈到，计算地震波传播速度的方法很多，由于共反射点反射多次叠加中采用的是叠加速度，所以这里介绍求叠加速度的思路。

从前面动校正中所用的计算正常时差公式(4-45a)式可以看到，决定正常时差计算精度的三个量(t_0, x, V)中，t_0 及 x 相对地说，可以求得较精确，最难求得精确的是速度 $V(t_0)$。假使我们采用的速度值比较准确，则共深度点地震记录经过正常时差校正后，各记录道的反射波信号将有相同的相位，叠加后所形成的振幅最大；反之则不然。由此我们不难设想，能令叠加后的振幅为最大时所用的正常时差对应的速度值，就应是我们所求的正确的叠加速度值。这种用正常时差资料求叠加速度的方法，叫做速度分析。而将求得的叠加速度表示为反射波走时的函数，就是速度谱。

比较好的计算速度谱的方法，是计算共反射点道的多道相关函数。多道相关函数数值最大时所对应的速度值，就是所求的速度值。

(5)偏移叠加与叠加偏移

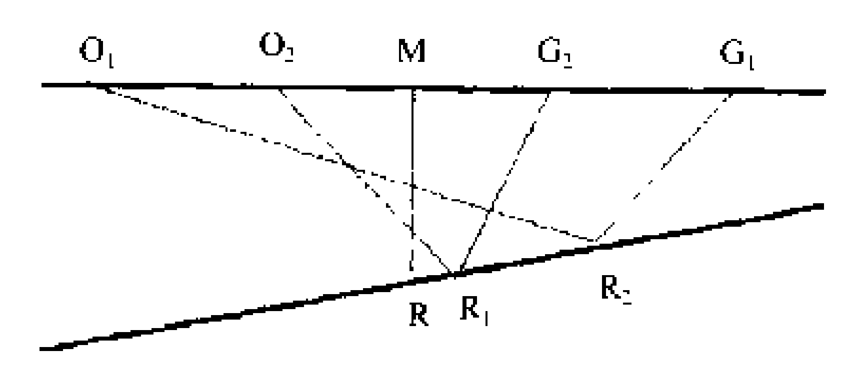


图 4-34　反射点的偏移

当反射界面倾斜时，共中心点各地震道接收的反射波，不是来自共中心点正下方界面上同一个反射点 R，而是沿界面上升方向，分散地分布的一系列反射点，如图 4-34 所示的 R_1、R_2 等。但未经相应处理的地震剖面，仍然将这些反射点放在共中心点下方的铅垂线上，因而偏离了它们的实际位置。这种现象，就是反射点的偏移。由于这时的反射不是共反射点（也不是共深度点）的反射，经过静校正和动校正后，相位将不相同，叠加的结果达不到有效压制干扰、提高信噪比的目的。

在这种情况下，为了运用叠加方法来增强信号，就不能将 R_1、R_2 这些反射点看成是 M 点铅垂线上的 R 点，而应从铅垂线上偏移，回到地震界面上 R_1、R_2 真正的位置上去。这实际上是一种反偏移的运算，但人们已习惯地称之为偏移，或称成像。

偏移的方法有两个，就是前面介绍的确定地震反射界面的椭圆法和圆法（t_0 法）。

在界面倾角比较大时，反射点偏离共中心点铅垂线远，就必须先偏移，然后才能叠加，称为偏移叠加；而当倾角不大时，反射点偏离共中心点铅垂线小，为了节省工作量，可以先叠加，后偏移，称为叠加偏移。此外还相应地发展了波动方程偏移方法，可以获得更佳的效果。下面就对它们分别加以介绍：

①偏移叠加

当界面倾角较大时，一定要先偏移，后叠加。如图 4-35 所示，反射面倾角 ϕ 比较大；O 为炮点；G 为检波点；R 为界面上的反射点；V 为介质中的波速；到达 G 点的反射波走时为 t。前面已经说过，在深度剖面上，反射点 R 的轨迹将是以 O 及 G 为焦点，以 Vt 为长轴的椭圆弧（若是时间剖面，反射点 R 的轨迹将是以 O 及 G 为焦点，以 t 为长轴的椭圆弧）。于是，对于同一炮点的道集（共炮点道集）来说，以炮点及检波点为焦点，取相应的反射波走时 t 与速度 V 的乘积作为反射点至两焦点的距离之和，绘出每一对焦点（炮点和一个检波点）的椭圆。所得椭圆簇的包线就是反射界面。包线与某一椭圆的切点，就是与该椭圆相应的检波点接收的反射波的反射点 R。求得这个反射点的坐标 $R(x, z)$，并将该检波道记录的这一反射的振幅值放在此反射点的坐标 (x, z) 上。如此，再将其他的共炮点道集接收的反射画出椭圆簇。选出在界面上有共同切点的所有椭圆组成新的椭圆簇，那么，这个切点就是这一椭圆簇对应的道集接收到的反射波的共反射点。这个共反射点是共深度点，但不是共中心点。将这些共反射点的反射记录叠加，就达到了提高信噪比的目的。

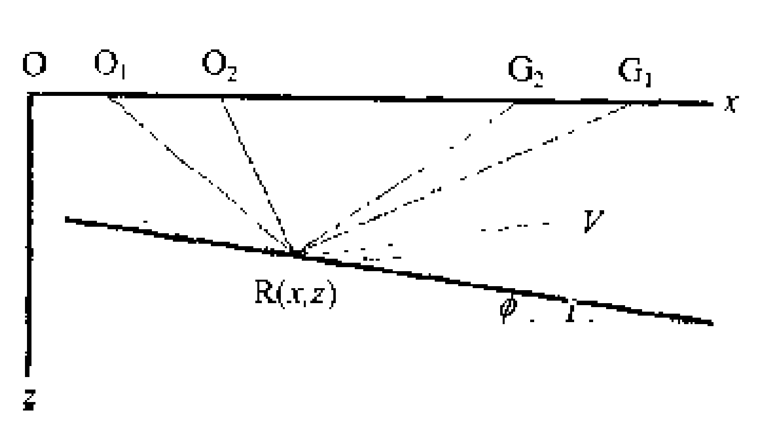


图 4-35　偏移叠加示意图

上面讲的只是反射点偏移归位的思路。实际做法是：将测点位置 X 为横坐标，深度 H 为纵坐标的平面划分成方格网。网格的密度能满足工作精度的要求。由于地层的波

速为已知，我们可将每个网格的结点 $R(X,H)$ 当作反射点，按共激发点道集，首先计算地震波从这个剖面上第一个激发点 O 入射到 R 点，反射后，到达排列的第一个检波点 G 的地震波走时 t，读取这一道地震记录上与这个走时对应的振幅值。用同样的办法，计算从 O 经 R 到达这个排列其他检波点的走时，读出相应的地震波振幅。如一个排列有 n 道，就可得到 n 个振幅值。然后仍然以这个结点作反射点，依次计算多次覆盖观测中每个共激发点道集的每一道的走时及其相应的振幅值。设覆盖次数为 m，每次激发的地震记录道数为 n，则共可求得 $m\times n$ 个振幅值。这些振幅值的代数和，就是这个结点的地震波振幅。同样可以求得 X、H 平面上所有结点的地震波振幅。假如某个结点是真正的反射点，那么，叠加的结果，该点的反射振幅值(可能为正，也可能为负)必定较大。从而实现了共反射点的偏移叠加。这种偏移方法，叫做射线偏移法，也叫扫描法。

前面在谈绕射波时曾经提到，地震界面可以看作是许多绕射体组成的。每个绕射体都像一个新的点震源。地面上接收的反射波，就是这些点震源产生的波在地面叠加的结果。从这个观点出发，将上述网格的每一个结点当作绕射点，采用同样的方法计算到达地面的绕射波，也可以实现共反射点的偏移叠加。

②叠加偏移

当反射界面倾角不大时，可采用叠加偏移，即在水平叠加后，再进行偏移。这样可以减少许多工作量，例如，对 m 次覆盖的地震观测来说，工作量大约可以减少到原来的 $1/m$。

如图 4-36 所示：设 O 为炮点；G 为检波点；M 为它们的中点，也是坐标原点；$R(x,z)$ 为从 O 点出射，经 $R(x,z)$ 点反射后到达 G 点的反射波在反射界面上的反射点；h 是 M 点到界面的法线深度；H 是从反射点 $R(x,z)$ 到地面的铅垂深度；ϕ 为界面倾角，V 为介质的波速。由于界面倾角不大，从 O 出发，经 R 点反射后到达 G 点的反射波，在进行动、静校正后的走时，仍可认为是中心点 M 的自激自收的反射波回声时间。在这种情况下，为了求得时间剖面上反射点的位置，仍可以 M 点为圆心，以回声时间 t 为半径画圆弧，反射点 R 应该就在圆弧上。

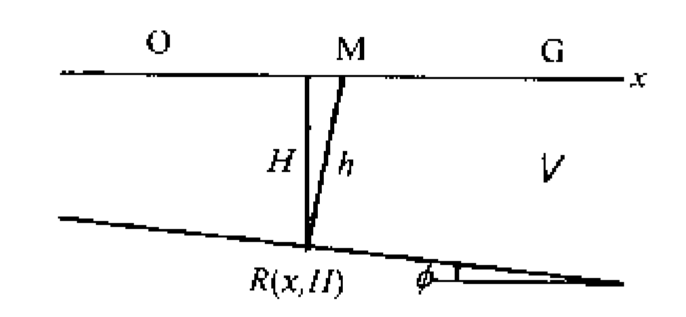


图 4-36　叠加偏移示意图

从这个思路出发，实施叠加偏移的做法如下：

与偏移叠加类似，先在 (x,H) 平面上画出与工作精度相应的网格，取一个结点为反射点 R。由于结点的坐标 x、H 为已知，于是，可以由下式求得地面 M 点到 R 点的反射回声时间 t_0：

$$t_0=\left[\left(\frac{2x}{V}\right)^2+\left(\frac{2H}{V}\right)^2\right]^{1/2} \tag{4-55}$$

然后，由共中心点 M 的道读得与这个时间值相应的地震波振幅值，作为 R 点的地震波振幅。用同样的方法，算得所有结点的地震波振幅，就完成了一条地震剖面的叠加偏移。

③ 波动方程偏移

上面说到的偏移方法，基本上只实现反射点的空间归位，得出反射界面的空间位置和形态，未能充分利用地震波的动力学特征对介质的性质(地层岩性等)作出解释。而后者

正是人们极为重视的信息。

美国斯坦福大学教授克莱尔波特(J. Claerbout)等在70年代提出波动方程偏移方法。他们以地震波的波动理论取代射线理论,通过解波动方程,不但实现地震波场的空间归位,而且也为地层岩性方面的解释,提供了信息。

我们知道,探测目标的空间位置和性质,是由地面观测资料推断得来的。探测目标离地面越近,推断的结果越准确。因此,假如我们将地面观测的地震波场一步一步地向地下延拓,就能把不同深度的探测目标的真实状况反映出来。这就是波动方程偏移的基本思路。由于地面记录的反射波经过正常时差改正后,等于是地面某点自激自收的反射波,即波从该点向下入射到反射点的走时与从反射点反射后,返回该点的走时是相等的。克莱尔波特将地下波场的地震波分为上行波(反射波)和下行波(入射波),将地面记录到的、经过正常时差改正后的上行反射波往下延拓,若在地下某点下行波的到时与上行的时间相等,该点就是下行入射波的反射点。上行反射波往下延拓,越来越接近反射面,从而可以更接近真实地反映地下介质结构的形态。但波动方程中既包括了上行波,也包括了下行波,为了能将上行波往下延拓,首先就得把波动方程中的上行波与下行波分开。分开的办法是将标量波动方程表示在以速度 V 向上移动的坐标系中。这时,上行波因多普勒(Doppler)效应面频率降低,而下行波频率反而变高,通过低通滤波,就可将它们分离开来。

波动方程偏移的方法比较多,有直接解波动方程的有限差分、有限元法,有利用波动方程格林函数解的克希霍夫(Kirchhoff)积分法等,这里就不一一介绍了。但如前所述,基本可归为两类:一类相应于偏移叠加,另一类相应于叠加偏移。

反射波法在考古勘查中有时可以取得很好的效果,图4-37是高分辨率地震勘探在勘查古河道方面的应用实例[37]。由图可见,这个地方的地层基本上是水平的,因而反射波的连续性,不管是浅部还是深部,都比较好。但在530ms上下,反射波缺失,这是古河道存在的标志。

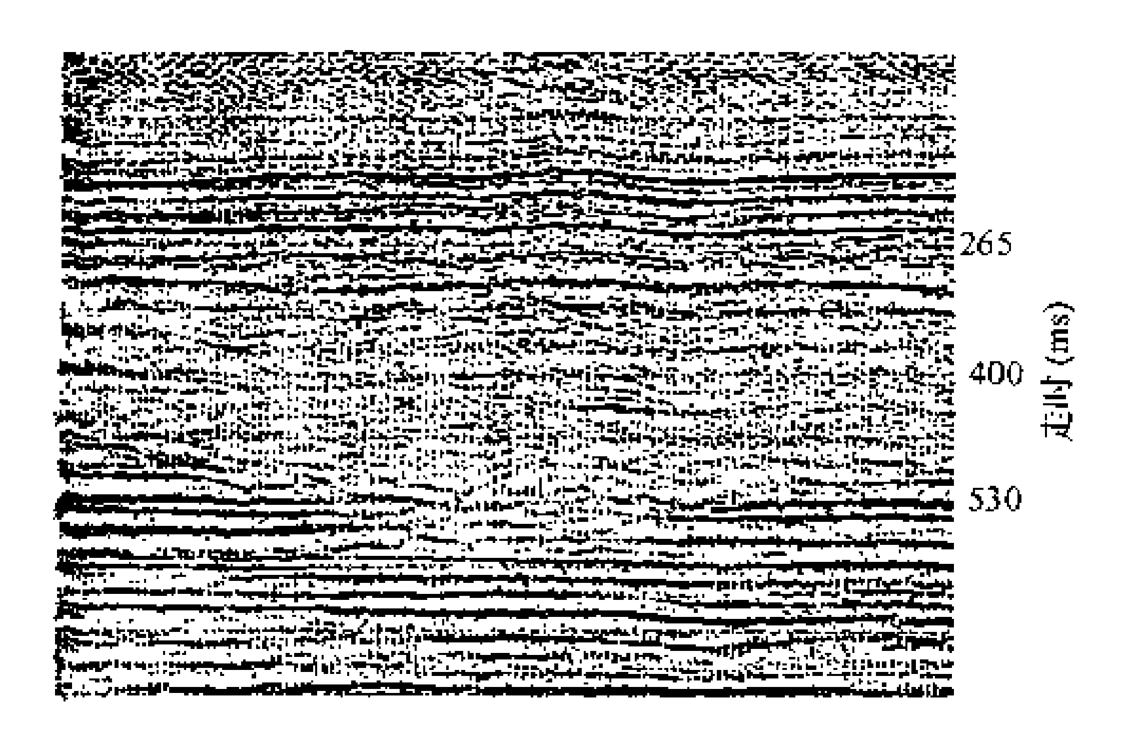


图4-37　古河道上高分辨率地震剖面图
(引自王兴泰,1996)

第五节 横波地震勘探

横波与纵波比较，有一些可贵的特性，前面在论述纵波与横波时已经讲过。例如：横波的波速比纵波慢得多，在频率相同时，横波的波长要比纵波短得多，因而在地震勘探中，它的分辨力也就比纵波的分辨力高；横波中的SH波从界面反射时，只产生SH波，不产生转换波，因而SH波的反射记录比其他类型波的记录要简单得多，如此等等。虽然横波有这些优越性，但也有一些缺点。首先就是横波的激发比较困难。因为炸药在井中爆炸时，它的能量几乎是对称地向周围介质传播，产生的主要是压缩波（纵波），而分配给横波的能量要小得多。其次，横波的接收也没有纵波那样方便。接收纵波的垂向检波器在安置时，用不着考虑水平方向的方向性；而横波检波器则不然，在接收SH波（这是横波勘探中主要利用的波）时，检波器的轴线应垂直于测线，而且要尽量调平。这些都给野外观测增加了不少的麻烦。但是，随着横波震源的改进，横波的利用也在逐渐扩展。

一、横波的激发

横波震源设计的主要目标，在于尽可能产生较多的横波能量，减少纵波能量。目前，在横波勘探中使用较多的是SH波，因此，如何使激发产生的能量主要分配给SH波，就是选用震源时要首先考虑的问题。

现在的横波震源有以下几类：

1. 爆炸震源

上面说过，炸药包爆炸，由于震源力的对称性，产生的能量多形成纵波。为了激发横波，目前采用三行药包先后爆炸的办法，如图4－38所示。x为地震测线方向；A、B、C为三行炸药包。首先让A行炸药爆炸，产生的主要是纵波；但同时，它又破坏了A线的介质。然后让B行炸药爆炸。这时，由于A线的介质已被破坏，爆炸产生的能量除向下压缩外，大量的能量向外侧压缩，产生SH波，这时，测线x上G点记录的横波波形如图4－39a。最后让C行炸药包爆炸，由于它产生的能量向外压缩的方向刚好与B行爆炸时相反，因而在G点记录的横波波形如图4－39b，其振幅与B行爆炸时差不多，但相位刚好相



图4－38 横波爆炸震源示意图

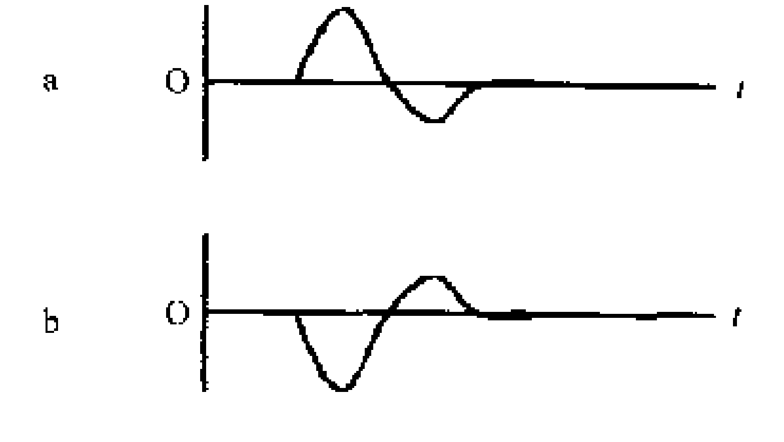


图4－39 B及C行炸药爆炸时的横波记录示意图

反，而纵波的相位前后两次都是一样。记录(a)减去记录(b)，横波得到了加强，而纵波则遭到了压制。

2. 撞击震源

撞击震源的底座压在地面，有的底座下面有多排长齿，钉入地下，使底座固定在地面。底座的两侧各有一块厚钢板，钢板的表面与测线平行，钢板也可能插入地下，用重锤先敲击一侧的钢板，然后再敲击另一侧的钢板，锤击方向垂直于测线，由此产生了到时相等、相位相反的两张地震波记录。将它们相减，如前面炸药震源一样，增强了横波，压制了纵波。

3. 可控震源

这是在水平方向振动的可控震源，产生垂直于测线方向的连续水平振动，频率是可控的，重复性较好，可以提高信噪比和分辨率。

二、横波的接收

横波的接收与纵波的接收不同的，主要是检波器；其次就是可以利用震源振动的方向不同来产生波形相同、相位相反的横波记录，可以比较好地增强横波的能量，压制纵波。但有时纵波的能量太强，即使采用这种方法，效果也不显著。这时，在纵波勘探中利用的一些技术，如组合检波、多次叠加等，也都能在提高横波接收的信噪比以及增加勘探深度等方面，起到显著的作用。

三、横波的识别

在进行横波勘探时，首要的问题，就是要确定接收到的波是不是横波。为了识别横波，有许多方法：

1. 三分量检波

最直截了当的方法是三分量观测。设有三分量检波器，x 分量平行于测线的方向，y 分量垂直于测线的方向，z 分量铅直向下。若某个波只有 x 分量有记录，其他两个分量的记录不明显，这个波就是 SV 波；若 y 分量有记录，而其他两个分量的记录不明显，这个波就是 SH 波。

2. 视速度

横波在地下的传播速度比纵波小。一般地说，当它出射至地面时，即使它的波前与地面的夹角和纵波一样，它的视速度也会比纵波小得多。

3. 地震记录上横波出现的范围

横波在地下传播的速度比纵波小。假如横波与纵波在同一反射界面上反射时，横波到达地面的时间要比纵波晚。这种相对的关系，在范围不太大的工区内，而地层变化又不

太大时，是比较稳定而可以识别的。

横波地震勘探在考古中的应用，可以举一个古墓探测的例子。

意大利罗马附近有许多古墓，意大利人曾在其中一些古墓上做过地震探测[63]。这些古墓是硐室墓，埋藏不深。他们采用横波及扇形排列观测系统进行测量。观测结果如图 4-40 所示。

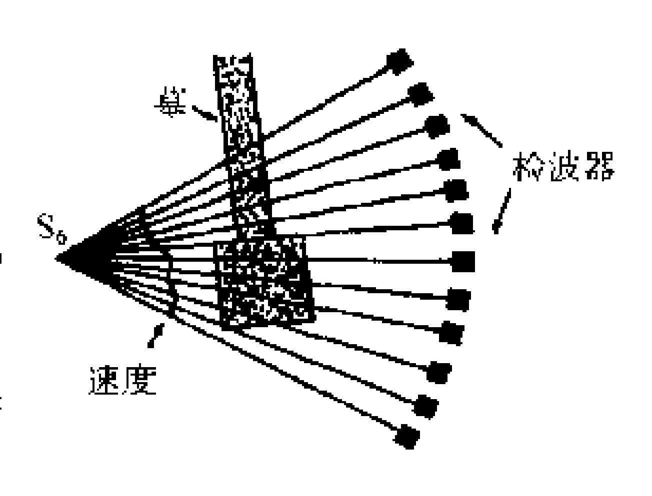


图 4-40　古墓地震勘探成果图
（引自 Bernabini 等，1989）

由图可见，古墓有墓道及硐室。墓道里填充的是地震波传播速度低的物质。这是一座已知的古墓。工作结果，发现地震波穿过墓道时，速度较低；而穿过硐室时，速度反而较高，推测是因为地震波未穿过硐室，而是从硐室顶部通过所致。在未知古墓上的探测，也都获得同样的结果。

第六节　瑞利面波勘探

在相当长的时间内，面波都是作为干扰波而受到地震勘探工作者的嫌弃的。但后来逐渐受到重视，而形成了一种特殊的地震勘探方法，称之为面波勘探。

面波勘探的深度虽然不大，但在确定浅层地质结构、洞穴、破碎带等方面有独到之处，所以在工程及煤田勘探中得到较多的应用。

煤田勘探方面用地滚波(groundroll)寻找坑道内正在开采的煤层前方的小断层，曾经取得一定的成果。工程、考古方面所用的面波是瑞利波，所以这里介绍的是瑞利波勘探方法[37]。

一、工作原理

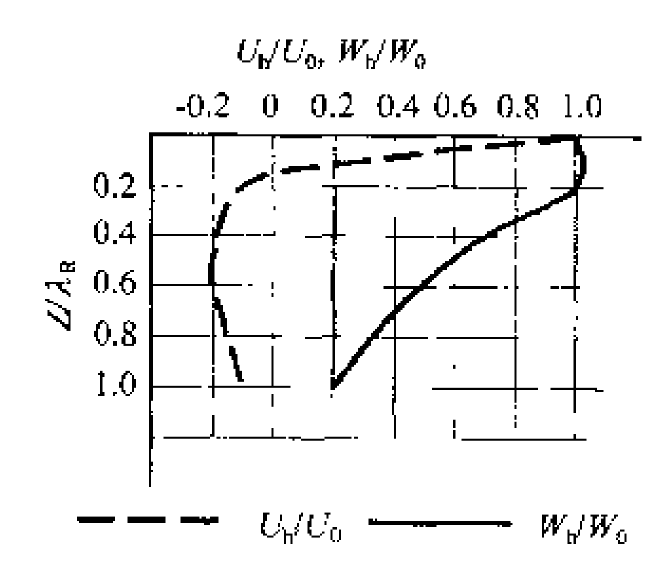


图 4-41　瑞利波质点位移随深度变化的曲线

前面说过，瑞利波是沿半无限介质自由表面（如地面）传播的地震波。设波的传播方向为 x，从地面垂直向下的方向为 z，瑞利波的质点就是在 xz 平面内作椭圆状运动，其波长 λ_R、波速 V_R、质点位移的垂直分量 W 和水平分量 U 都随波向地下穿透的深度而变化。如将深度表示为以瑞利波波长为单位的深度 $h = Z/\lambda_R$，并以之为纵坐标，以垂直分量的相对值 W_h/W_0 与水平分量的相对值 U_h/U_0 为横坐标，求得 $h = 0 \sim 1.0$ 时瑞利波质点位移垂直分量与水平分量相对值随深度变化的曲线，如图4-41所示。

由图可见，瑞利波质点位移的垂直分量始终为正；在 $h \approx 0.1$ 时，达到极大值；然后随深度的加深而衰减，至 $h = 1.0$，即深度等于一个波长时，其振幅不到地表时的 1/5。水平分量在介质表面为正，且为极大值；然后随深度的加深而衰减，到 h 在 0.1 至 0.2 之间时，由正变为负；随后，在负的方向增大，到 $h \approx 0.5$ 附近为负的极大值；而后再衰减，到 $h = 1.0$，即深度等于一个波长时，其振幅仅为地表处的

1/10。垂直分量要比水平分量(绝对值)大得多,所以,瑞利波质点运动的轨迹,在地面附近为逆时针方向运动的椭圆;往下,水平分量为零,轨迹为一垂直直线;再往下,水平分量为负,轨迹变为顺时针方向运动的椭圆。当深度等于一个波长时,瑞利波的能量衰减殆尽,因而近似地可以认为,瑞利波穿透介质的深度,相当于一个波长。显然,波长越长,穿透介质的深度越大。事实上,随着介质性质的不同,瑞利波穿透介质的深度也不同,因而瑞利波穿透介质的深度 $H=k\lambda_R$。式中:k 为深度转换系数。

既然瑞利波的穿透深度一般相当于一个波长,因此,往往将在这个波长时测得的瑞利波传播速度认为是深度 $H=\lambda_R/2$ 处的波速。值得指出的是,瑞利波的波速比体波中的横波速度还小,$V_R\approx(0.87\sim0.95)V_s$。

瑞利波是面波,它的波前与体波不同。体波的波前是球面,所以,能量的衰减与接收点到震源距离 r^2 成反比,亦即振幅的减小,与 r 成反比。而瑞利波是在厚度为一个波长的地层内传播的,波前为高度等于一个波长的圆柱面,所以,能量的衰减与 r 成反比,亦即振幅的减小,与$\sqrt{r}$成反比。由此可见,瑞利波随传播距离的衰减要比体波慢得多。

二、观测方法

瑞利波的勘探深度既然是随波长而变的,换言之,也就是随频率而变的。但自由表面的瑞利波无频散,因此,不同波长的瑞利波在介质中传播时,它们相速度的差异,不是由于频率的不同,而是由于不同波长的瑞利波穿透介质的深度不同,因而与深度对应的平均速度也不一样而产生的。所以,只要向地下发射一系列不同波长的瑞利波,就可测得介质不同深度的波速,从而获得有关介质结构的信息。这种用不同波长(亦即频率)瑞利波进行勘探的方法,叫做面波频谱法或频率测深法。

1. 观测的参数

瑞利波法的目标是要求得与波长(或频率)相对应的介质的波速和深度。为此,可以观测以下两个参数中的任一个参数:

(1)波的传播时间

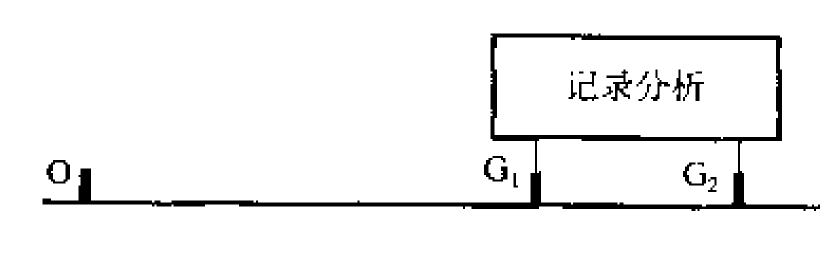


图 4-42 时间差法示意图

震源 O 及两个检波器 G_1、G_2 布置在同一条线上,如图 4-42 所示。检波器距震源有一定距离,以便得到分辨率较高的瑞利波。测点的位置在两个检波器的中点。令两个检波器之间的距离为 Δx(Δx 一般小于波长),瑞利波到达两个检波器的时间差为 Δt,则瑞利波速度:

$$V_R=\Delta x/\Delta t$$

这种求瑞利波速度的方法叫做时间差法。

(2)波的相位

震源及检波器的布置同上图。

频率为 f 的瑞利波于同一时刻到达两个检波器,其相位差为 $\Delta\phi$,则瑞利波的传播速度:

$$V_R = 2\pi f \Delta x / \Delta \phi$$

这种求瑞利波传播速度的方法，叫做相位差法。

2. 工作方法

瑞利波勘探的野外工作方法有两种：

(1)稳态法

野外观测系统同图 4－42。

用稳态震源激发简谐振动，由图 4－42 所示的两个检波器接收的谐波的时间差或相位差，求出瑞利波波速和介质深度（或波长、频率）的关系曲线。

观测过程中，要注意谐波频率与检波器的匹配。

(2)瞬态法

野外观测系统同图 4－42。

瞬态法与稳态法不同之处是：稳态法震源激发的是简谐振动，而瞬态法震源激发的是脉冲。通过频谱分析，求得两个检波器检测到的瑞利波的频谱与相位差，从而获得与各个频率（或波长、深度）相对应的瑞利波速度 。

为了压制干扰，增强信号，观测时可采用简单多次叠加方法。

3. 野外观测仪器设备

面波的野外观测仪器及设备比较简单。

(1)震源：观测方法不同，所用震源也不同。

①稳态法的震源：稳态法采用的震源有机械偏心式激振器和电磁式激振器，前者适用于分辨率较低的深部勘探，后者适用于分辨率高的浅层勘探。

②瞬态法的震源：瞬态法采用的震源很多，有锤击、落重、爆炸等。锤击、落重，激发的能量比较弱，勘探深度比较小。爆炸的能量虽然大，但在考古勘探中不能用。

(2)观测仪器

观测仪器包括检波器和信号记录分析仪。信号记录分析仪与微机结合，完成从信号记录到数据处理的一系列工作。

三、数据处理与资料解释

1. 消除记录信号中的干扰

稳态法记录的瑞利波信号，难免因干扰而产生畸变，可以采取适当的滤波方法，消除干扰。

2. 计算瑞利波传播速度

(1)稳态法求瑞利波速度：在消除记录信号中的干扰后，可以直接读取两道瑞利波信号的时间差。为了提高精度，可以读取几个相位的时间差，用其平均值求波速；也可求两道瑞利波信号的互相关函数，由函数极大值求得较精确的时间差。

(2)瞬态法求瑞利波速度

通过频谱分析,求得两地震道的互功率谱。互功率谱中的相位谱即显示与面波不同频率对应的相位差。

3. 瑞利波速度随深度变化曲线

根据以上计算结果,绘出面波速度随深度变化曲线。这是瑞利波勘探成果的一种重要的表达方式。

4. 资料解释

从曲线异常的特征,往往可以得出这些异常所反映的地下介质结构的性质。日本东京贸易株式会社提出了某些地下结构所引起的曲线异常特征,如图 4－43 所示。图中:(a)为地层的分界面;(b)为砾石堆积;(c)为风化带、孔隙带;(d)为洞穴。

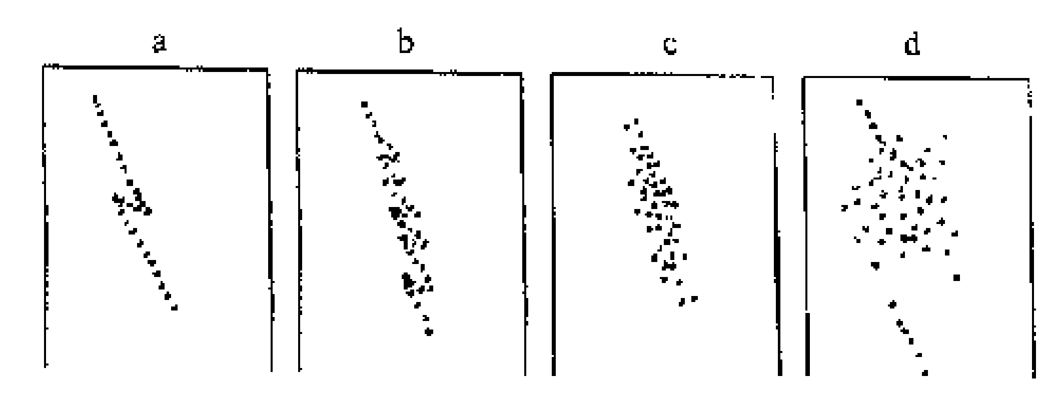


图 4－43　几种地下结构上瑞利波速度随深度变化曲线

根据速度-深度曲线,可绘制地下介质的速度剖面图和某个速度界面的等深线平面图等,为进一步的解释提供必要的资料。

第七节　水上地震勘探

水上地震勘探主要是指湖泊及海上的地震勘探。水下考古工作在国外已相当普遍,国内也已开始了这方面的工作,因之,水上地震勘探工作也在考古方面发挥着它的作用。

水上地震勘探有它的特殊性,不但观测仪器设备与陆地上有差别,而且观测方法也有不同。骤然看来,水上地震勘探比陆地上麻烦,但实际上,水上地震勘探有许多比陆地方便的地方,例如,水上布置测线,可以任你纵横驰骋,不像陆地上有地形、建筑等诸多的阻碍;而水又是相当均匀的,不似陆地表层那么复杂;再加上水还是不可压缩的,震源激发的能量不会被震源周围的介质大量吸收。凡此等等,不但提高了水上地震勘探的工作效率,降低了工作成本,而且还提高了质量。但水上地震勘探确实也有一些麻烦,这在后面将要讲到。

一、观测仪器设备

1. 震源

水上地震勘探的震源,真是形形色色,各有各的优点和缺点。但它们几乎都具备一个特点,就是容易在水中产生气泡振荡,对地震勘探工作构成了干扰。

水上地震勘探的震源大体可以分为以下几类：

(1)炸药震源

这是用得最早，也是能量最大的震源，可是由于危险性较大，效率不高，且产生的气泡振荡也比较严重，因而渐渐废而不用。后来针对这个缺点，研制成功了有控制的炸药震源和 Maxipulse 震源，既可消除气泡干扰，能量又比较大。

(2)气枪

这是现在用得相当普遍的震源，根据气体容量和压力的不同，有各种各样的型号。其原理是将压缩机压缩的高压气体送入水下的容器，激发时，将容器中的高压气体突然释放，在水中产生与炸药爆炸类似的效应。

为了消除气泡振荡的干扰，可以采用容器体积不同的多个气枪组合发射，以相互抵销一部分气泡振荡的影响。

为了消除气泡振荡，还有使用高压蒸汽的。蒸汽形成的气泡，在水中冷却成水而消失，不致产生太多的气泡振荡。

(3)电火花震源

电火花震源是利用电极间高压放电，产生电火花，温度骤升，使海水沸腾释放大量气泡，形成与炸药爆炸类似的冲击波。

还有一种电火花震源，不是通过海水产生电火花，而是通过装在环氧体中的线圈放电。线圈与一块铅板相连，放电时线圈产生的电涡流引起铅板的突然强烈运动，在水中形成尖锐压力脉冲。与铅板相连的弹簧又使铅板回到原来的位置。这样，重复放电，重复产生压力脉冲，每隔几秒钟就可重复一次。

电火花震源的高压电，是由能量很大的电容器组供给的，而电容器是由功率合适的发电机充电的。

2. 检波系统

水上地震勘探的记录仪器与陆上用的没有什么本质的不同，不同的是检波器和电缆。此外，还有一个测线定位问题。

水上地震勘探用的不是陆上用的检波器，而是水声检波器。为了防止海水的腐蚀，水声检波器与电缆都是装在同一条塑料管内，形成拖在船后的拖缆。塑料管的直径根据地震道的多少不同而有差异。塑料管内灌有油料，故能在水中一定深度上漂浮。

为了便于更换水声检波器和电缆，拖缆分成若干拖缆段，可以随意调换或更换某个拖缆段。

3. 水上定位系统

水上地震勘探有多种定位系统，主要有雷达定位系统、连续波系统(从岸上几个电台发出连续波)、多普勒-声纳系统和卫星定位系统。卫星定位不受离陆地远近的限制和天气的影响，也无须在岸上或水上设置电台，是它的优点；但不能连续观测，又是它的缺点。

二、观测方法

水上地震勘探既用反射波法，也用折射波法。观测系统与陆地地震勘探大同小异。由于横波不能在水中传播，所以水上地震勘探无法应用横波。

水上地震勘探有一种陆上少见到的干扰——混响。这是地震波在海水顶面与底面之间来回反射的多次反射波引起的。多次反射波与反射波在记录上很难加以区别，因而掩盖了海底以下反射界面的信息。混响可用数字滤波来消除。

第八节　垂直地震剖面

地震勘探发展的总趋势是要用地震方法来解决的问题越来越多，而工作地区的地质条件却越来越复杂，因此，对地面观测到的各种波的识别也越来越困难。例如：我们在地面接收到的波是什么类型的波？它是如何形成及传播的？它与地层界面有什么关系？等等。不难想像，假如我们能有机会到地下去亲自看一看整个地震波场的情况，看一看它的形成和变化，岂不是好。

前苏联科学院地球物理研究所加尔别林(Е. И. Гальперин)等人于20世纪70年代研究出来的垂直地震剖面法，在一定程度上解决了这个问题[13,14]。

我们知道，一般的地震观测，是在地面上设置测线，也就是说，这个测线是水平的。而通过这个测线观测的是地下的地震波场，最终得出地下结构的剖面图。垂直地震剖面就不同，它的地震测线是设置在钻井中，是垂直的，所以叫做垂直地震剖面；观测的虽也是地震波场，但最终得出的是钻井周围介质结构的剖面图。

垂直地震剖面不同于地面地震观测还在于：地面地震观测的，只是从界面向上传播到地面的波，即所谓上行波；而垂直地震剖面观测的不只是上行波，而且还有从地面往下传播的波，即所谓下行波。

垂直地震剖面还有一般地面地震观测起不到的特殊作用：

首先，它可以直接观测地下地震波场的形成过程，对直达波、反射波、折射波、转换波和多次反射是怎么形成及传播的，“看”得一清二楚；

其次，它可以将这些波是在哪个界面上形成的，把地震界面与地层之间的关系，明白无误地加以确定；

第三，它可以更好地了解钻井周围复杂的地质结构。

显然，它不可能取代地面地震观测，因为它受钻井的制约，因而它只能是地面地震观测的最好补充。

垂直地震剖面也不同于测井，因为测井利用的是直达波，得到的只是关于地层波速的信息；而垂直地震剖面，正如上述，它观测各种波的形成及传播，它所得到的信息要比地震测井多得多。

由于垂直地震剖面法必须用钻井，因此在考古勘探中应用的机会不多。为了令人有个清楚的概念，这里简单地介绍一下它的工作原理和野外观测概况。

一、工作原理

垂直地震剖面既然想要观测地震波在地下形成和传播的情况，那么，它就必须能够观测到各种不同类型的波，因此，它的激发点的设置就不能像地震测井那样靠近钻井井口，而必须与井口保持一定的距离，如图 4－44 所示。为简明起见，图上只绘出了井中检波点 A 和直达波 P_1、反射波 P_2、折射波 P_3 和多次反射波 P_4 的射线。事实上，前面已经说过，垂直地震剖面除纵波而外，还可观测到横波、转换波等。由图可见，这些波带来的不只是钻井井壁附近的介质结构信息，而且还包括距井有一定距离的范围内介质结构的信息。此外，地面激发点不仅可以沿某个方向分布，而且还可以在钻井四周某个范围内的面上分布，这样，垂直地震剖而就可取得钻井周围一个相当大的空间内三维介质结构的信息。而且这种信息，相对于地面地震观测来说，是更为直观，更加准确。

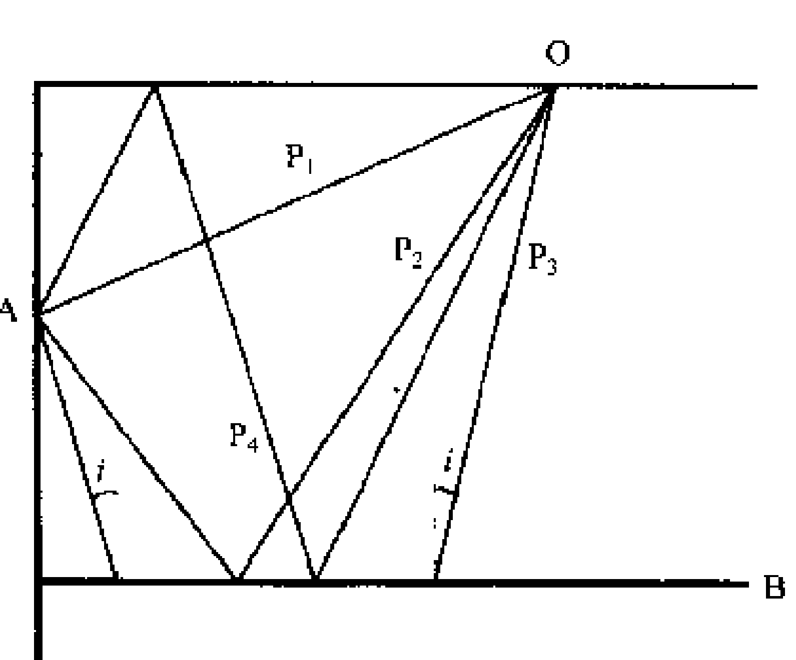


图 4－44　垂直地震剖面示意图

垂直地震剖面之所以能分辨各种波，关键在于它是在地下直接观测这些波。以反射波为例，垂直地震剖面不但有反射界面上方的地震记录，也有反射界面下的地震记录；有反射波向上传播（称上行波）的记录，还有反射波向下传播（下行波）的记录。这样，当我们沿钻井追踪某个反射波时，经过某个深度，反射突然消失，那么这个深度显然就是反射界面的位置，而钻井的柱状地质剖面是已知的，因而轻而易举地把反射界面与地层之间的对应关系，精确地确定下来。

二、观测仪器

垂直地震剖面观测所用的震源是一般的震源，记录器就是通用的数字地震仪，唯一的差别是检波器、电缆及其悬挂系统。

垂直地震剖面所用的检波器是井下检波器，它可以是单分量（垂直分量）的，也可以是三分量的。由于检波器要下到数千米深处，因此，检波器、电缆及其悬挂系统都必须适应这样大的深度范围内压力和温度的变化。

为了使检波器与井壁接触良好，检波器外配置弹簧。观测时，弹簧外张，卡住井壁，令检波器与井壁接触良好。弹簧的外张及内缩，可以由地面操作人员控制，也可以是自动的。

三、观测方法

垂直地震剖面的观测方法包括激发点和检波点的设置：

1. 激发点的设置

(1)直线设置

激发点沿通过井口的直线分布。根据观测的目的不同,激发点在线上的分布,可以是等间距的,也可以是不等间距的。

直线设置主要用于地层倾角不大,地下结构相对简单的地区。

(2)面积设置

激发点在以井口为中心的某个范围的面积内设置。激发点的设置可以是辐射状的,也可以是同心圆形的,也可以是其他形状的。采用何种形状,完全视观测目的不同而异。

面积设置主要是在地下介质结构复杂时采用。

2. 检波点的布置

井下检波点的布置可以是等距的,也可以是不等距的。特别是深井观测,为了提高工作效率,往往在我们感兴趣的井段布置适当密集的检波点,而在其他不感兴趣的井段,少布置或不布置检波点。

在某些情况下,上述激发点和检波点的设置是可以互换的,例如,当需要在地面进行面积观测,而井中激发又能保证获得必要的数据时,可以考虑在井中激发。

第九节　三维地震勘探[27]

在此以前讲到的地震勘探方法都是属于二维(即 x,z)地震勘探的范畴。但是,在地下介质结构复杂的地区,二维地震勘探方法显然解决不了问题,而不得不向三维(x,y,z)地震勘探求助,这是发展三维地震勘探的客观需要。另一方面,成百上千道数字地震仪的出现,大型计算机的应用,三维问题研究的进展等等,又为发展三维地震勘探提供了可能性。三维地震勘探虽然具有解决复杂介质结构问题的优点,但工作成本较高,在使用上受到了限制。

一、观测系统

三维地震勘探的目的,是了解地下介质的复杂结构,因此,激发点线和检波点线的分布,应能控制工作区内的主要勘查对象,并使主要勘查对象的覆盖次数最多。

三维地震勘探的观测系统有路线型及面积型两种:

1. 路线型观测系统

路线型观测系统有宽线剖面和弯曲测线两种:

(1)宽线剖面:是在测线的两旁,沿测线布置几条平行的测线,激发点线与测线交叉成任意角。宽线剖面既有沿测线方向的反射信息,也有垂直测线方向的信息,因而可以进行三维推断。

(2)弯线测线:在地形复杂的地区,测线只能沿通行条件较好的路线布置成弯线测线。

观测资料处理后，也可得到一定的空间信息。

2. 面积型观测系统

面积型观测系统可采用"十"字形排列、栅形排列等多种形式，在通行条件较差的地区，还可采用环线排列。

二、数据处理

三维地震勘探数据处理的主要内容，如速度分析、剩余静校正、叠加、偏移等，都要采用三维的方法，这里就不一一介绍了。

第十节 全息地震勘探

地震勘探的目的无非两个：

一是给出探测目标的大小、形状和位置；

二是了解探测目标的性质，即这个探测到的目标到底是什么东西。

给出探测目标的大小、形状和位置，就是所谓几何结构成像问题。

二维地震勘探成像的办法，是通过探测目标作几条地震剖面，绘出探测目标的剖面图；然后将这些剖面拼合起来，形成探测目标的整体形象。

三维地震勘探的成像技术进了一大步，通过面积地震观测，直接拾取来自探测目标各个部分的信息，然后整体成像，这就比二维成像更接近真实。

60年代全息照相的出现，又为地震勘探方法的发展，开辟了一条新的思路。但是，地下介质远不及空气那么均匀，地震波的波长又比光波长得多，全息地震要达到真正的实用，还得有一个过程。

全息地震勘探是从全息照相演变而来的，因此，全息地震勘探所依据的原理，与全息照相的原理基本上是相同的。

我们知道，照相是用感光底片把从物体表面反射或散射而来的可见光波记录下来，但记录的只是光波强度（振幅）的信息。

要全面描述某种波长的波的波动，有两个基本参数，一是波动的振幅，二是波动的相位。全息照相与一般照相不同之处，就是不但记录了波的振幅，还记录了波的相位，掌握了光波的全部信息，所以叫做全息照相。

全息照相是如何记录光波的相位呢？

全息照相用的是激光，包括连续波激光和脉冲激光。图4-45是连续波全息照相的原理示意图。从激光光源O发射的光束，一部分射在物体W上，从物体上反射、散射及绕射后，称为物体光束A，由感光胶片M接收；另一

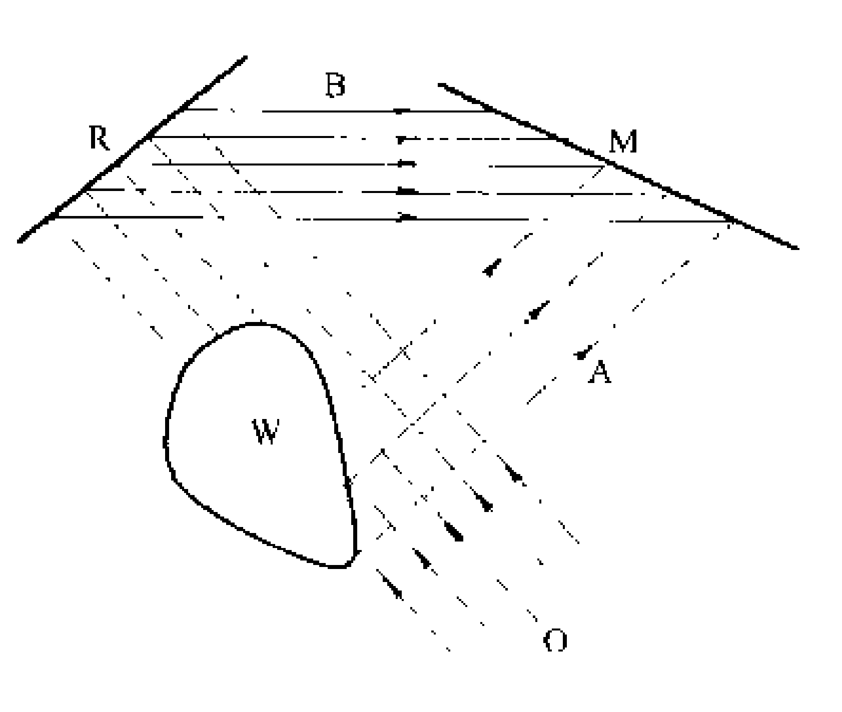


图4-45 全息照相原理示意图

部分射在反射镜 R 上，经反射后，作为参考光束 B，也由同一感光胶片 M 接收(图 4－45)。物体光束及参考光束互相干涉，感光胶片接收的就是干涉图像，形成全息图。因此，在感光胶片上看到的不是通常照相底片上物体的像，而是光波的干涉图像。然而正是由于两束光波的干涉，才能在光的强度(振幅)而外，还把光波的相位记录下来。

要想重现物体的像，还需将一束与参考光束相同的激光照射到全息图上。激光束经全息图上的干涉图像绕射后，全息图的背面出现了绕射波。其中一部分绕射波在全息图前方显示了物体的立体影像，是其虚像；另一部分绕射波在全息图的后方形成虚像的共轭像，这才是物体的实像，是可以用感光胶片再摄取的。

全息照相与普通照相不同之处，还不单是普通照片与全息图的差别，而且更在于普通照相记录的只是物体表面上反射或散射来的光的强弱和波长(色彩)，是静态的像，从这张像，我们再也不能看到更多的东西了；但全息照相不同，它记录的是从物体表面上反射或散射来的光的波动场的瞬时状态，或者说，是凝化了的波动，是动态的像，通过回放，可以重现当时的波动场，因此，还可以从不同的角度上去看物体，发现普通照片上看不到的东西，包括被物体遮住的某些东西。

全息照相与普通照相还有一个极大不同之处：正是由于全息照相是记录了瞬时的波动场，在全息图上处处都有该物体的信息，因此，只要保留了全息胶片的任何一部分，都可以将物体当时的状态显示出来。这又是全息照相的一个很重要的优点。

脉冲激光全息照相用的是高强度和高速度的红宝石脉冲激光。它是用来拍摄正在运动的物体的。

全息地震勘探方法与全息照相类似，也有两种全息地震观测方法，即单频全息地震和脉冲全息地震[8]。

一、单频全息地震勘探

单频全息地震勘探利用的是单频地震波。由震源阵列激发的单频连续振动传播到地下界面上各点，绕射、反射后回到地面，由地面检波器阵列接收。地面检波器阵列将接收到的由界面各点散射、反射来的信号与振荡器直接送来的参考信号记录下来，再通过激光或数字技术作重现处理。

全息地震勘探中所用的单频地震波的频率比光波的频率低得多，这有它的优点，就是地震波的振幅与相位可以直接用记录器记录下来，从这个意义上讲，地震勘探从它出世的那一天起就是全息的；但地震波更有它的缺点，就是反射界面的细节，相对于地震波的波长来说，都成了可以忽视的了。因此，地震波的频率愈高(即波长愈短)，可分辨长度愈小，分辨力愈高。但是，想要提高频率也是十分困难的。前面已经提到，地震波频率的高低，是与它穿透地层的能力分不开的。地层是个低通滤波器，地震波的频率愈高，被地层吸收得愈快，穿透地层的能力也就愈低。这在目前还是一个难以逾越的障碍。

二、脉冲全息地震勘探

为了提高全息地震勘探在深度方向上的分辨力，又发展了脉冲全息地震勘探。

脉冲全息地震勘探可用任何一种脉冲震源(如炸药、气枪等)激发地震波,取得宽频带的脉冲全息图,通过数字计算来重现探测目标的图像。这是一种数字全息技术。

众所周知,任何一个脉冲都可以认为是由一系列具有不同振幅和相位的谐波合成的,所以,一个脉冲全息图相当于许多不同频率的单频全息图的综合。

第十一节　声波探测

在考古勘查中,往往遇到勘查目标体积小、埋藏浅的情况,因而地震勘探方法,包括高分辨力地震勘探方法,很难发挥作用。这时,声波法却得到了用武之地。

声波法由来已久。且不说上个世纪末,英国的考古学家用锤子敲地,根据声音来判断哪里可能有空洞;单说声纳,从1918年有源声纳出世之日起,也有80多个年头了。目前,声波法,不论在海洋,还是陆地,都在考古领域里起着不可忽视的作用。

声波法在水上用得比较多,这不但是因为水的结构单纯,是比较理想的各相同性介质,而且还因为水与水底物质的物性差别很大。声波在水中传播,能量衰减得慢,因而可以采用较高频率的声波,分辨力相应提高,更加上没有横波,波场也比较简单。

陆地上就大不一样了,几乎水上的所有优点,都成了它的缺点。特别是能量衰减较快,使它的勘探深度,受到很大的限制。

声波法的理论基础与地震法一致,下面主要介绍它的观测技术[56,68]。

一、观测仪器

声波法的观测仪器包括两部分:声波发射系统和接收系统。

1. 声波发射系统

声波发射系统又包括两部分:声波发射机和发射换能器。

(1)声波发射机

声波发射机产生电脉冲作为声源信号,并将这个信号送往声波发射换能器。

(2)发射换能器

发射换能器相当于扬声器,是将发射机送来的电信号转换为声信号,并把声信号送入勘查目标所在的介质。发射换能器是电声换能器。它是用压电晶体或电致伸缩、磁致伸缩材料制成的。陆地上用的发射换能器采用压电晶体,还配有辐射体,也就是一个喇叭,它把声波定向的向地下传输。水上用的即所谓声波发射器(pinger),多采用电致伸缩材料。

2. 声波接收系统

声波接收系统也包括两部分:接收换能器和接收机。

(1)接收换能器

接收换能器相当于麦克风,是将声信号转换成电信号,然后送向接收机。接收换能器也是电声换能器,与发射换能器的原理相同。不过,发射换能器是将电信号转换为声信

号，而接收换能器是将声信号转换为电信号。水上的接收换能器称为水下听音器(hydrophone)。

(2)接收机

接收机是将由接收换能器输入的电信号放大，在示波管屏幕上显示，并记录声波自发射换能器发射到接收换能器接收之间的走时和信号幅度。

二、观测方法

由于所处的环境条件不同，水上及陆上的声波法除发射与接收换能器有差别外，观测方式也不尽相同。但不管是陆地或水上，声波法的观测方法基本上是接收换能器放在发射换能器附近，接收从探测目标反射回来的反射波。接收换能器可能组合，但接收点往往只一个，因此，它与一般地震勘探不同，它的时间剖面图或深度剖面图，事实上是剖面上各个测点的记录组合而成的。

1. 水上声波观测

水上声波观测有两种方法：

(1)声纳

声纳是最初用作水下观测的声波法。声纳的工作频率为 30kHz～50kHz，在水中声波的传播速度约 1500m/s 的情况下，相当于波长为 3cm～5cm。对于考古来说，用一个仪器观测所提供的深度剖面显然是不够的，因此，也有用两个接收仪器结合起来观测的，这就是测向扫描声纳(side-scan sonar)。当水底比较平坦时，它可能分辨出沉船之类水下文物的不同形状。为了避免考察船本身的干扰，将传感器装在一容器里，拖在考察船的后面。60 年代末，McGhee M.S. 等人曾用这个方法找到一艘沉没在 100m 深处的古罗马船(见：4th Annual Conf. Marine Technology Society, Washington DC. 1968)。

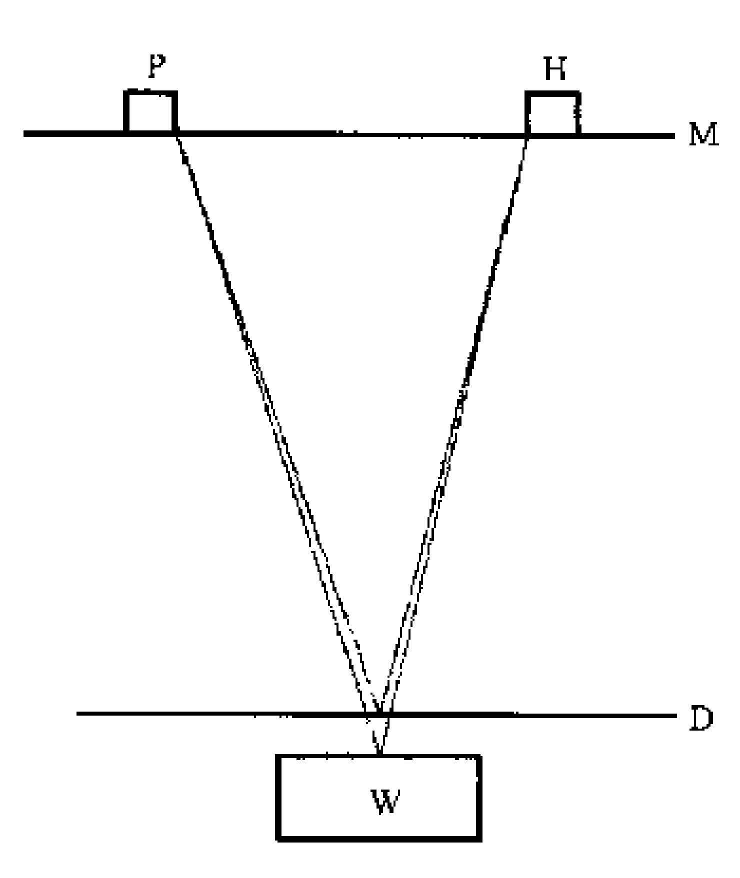


图 4-46 水上声波探测示意图

(2)高精度地震反射法

这个方法是纯粹为了考古勘探而研究的，采用的声波频率在声纳和石油地震勘探之间，即 5kHz 左右，相应的波长为 30cm，因而可以穿入水底沉积，寻找埋在水底泥中几厘米大小的文物。因为这样大小的文物，除产生绕射波外，不会产生几何反射。声波发射器 P 拖在船后或安在船侧，发射声波。声波一部分从水底沉积表面反射回来，一部分穿入沉积中，从波阻抗与沉积有明显差别的文物 W 上返回来，由水面附近的水下听音器 H 接收，如图 4-46 所示。同样被接收的还有从发射器来的直达波和多次反射波。因此，采集的数据必须经过数字滤波等数据处理。

2. 陆上声波观测

陆地上的情况与水上大不相同，观测的困难较多，包括声波的穿透深度和各种干扰等。

声纳在水上取得那么好的成效，人们一直在考虑把这种方法搬到考古勘探中来。1986年，Weymouth报道他用这个方法在埃及和中东取得的成功。也还有日本人在1979年曾做了试验的报道。目前，声波法在工程中已经得到较多的应用，在文物保护方面也有一些成功的例子。观测方法是用一个发射器（或几个组合）发射高达数千赫兹的声波，在声源附近，用一个接收换能器（或几个组合）接收来自勘查目标的反射，声源与接收器沿测线排列，逐点观测，然后组合成时间或深度剖面。

第十二节 地震层析成像

在地震勘查工作中，层析成像已经深入到各个领域，特别在探测大型工程地基的弹性方面，更是一个重要的工具。

考古工作中，为了了解文物保存的状态，也采用层析成像方法。下面就以罗马圆形大剧场石柱状态的探测[62]为例，介绍这个方法。

圆形大剧场位于意大利首都罗马的罗马广场之东，是公元70～82年建的。剧场整体呈椭圆形，长188m，宽155m，外部高近50m。结构类似现代运动场，舞台居中，四周为阶梯状观众席，可容5万人。建筑工程广泛使用拱券，一、二、三层都是古典柱式拱廊。目前部分结构尚完整，但石质墙、柱的保存状态，亦即它们的风化程度如何，是表面风化，还是风化已深入柱、墙内部，就成了保护这座著名古建筑物所必须弄清的问题之一。

我们知道，弹性波在石头中的传播速度，是与石头的状态，包括石头的类型以及孔隙、破裂和风化的程度有关。因此，测量弹性波在墙、柱中的传播速度，就可得到有关它们状态的信息。

像医学方面那样，用地震层析成像来探测柱子的风化程度，就必须在观测剖面上布置一系列震源和检波器。由于柱子的尺寸不太大，波的传播时间只有1～2ms，因此，决定采用一般的微音器（麦克风）做检波器。这一方面因为它们轻，容易固定在柱上，另一方面，它们对几百或几千赫频率的响应也比较好。

作为震源，是在柱面放一块金属板，用2kg的锤子敲击金属板以产生振动。地震仪记录初至时间的精度高于0.05ms。

柱子的尺寸为230cm×330cm，有四个面。在三个面上，每面置4个检波器，共12个检波器；在第四个面上和其他三面的检波器之间，设置激发点，共12个激发点。激发点与检波点的排列和射线路径如图4－47所示。图上每一根射线代表的是弹性波在激发点与检波点间的传播路径。

由图可见，对每个柱子，平均有144条射线，由这些射线可测得弹性波在柱体中的传播速度。将柱体截面分成42个方格，每个方格的面积为40cm×40cm。假定方格内的波速是恒定的；从震源到检波点的射线也假定是直线。先给定一个速度，计算某根射线通过各个方格的理论时间，将实测时间与理论时间进行对比，由最小乘方法求得各个方格的波

速：

$$\sum_i \left(\sum_k L_k S_{ik} - T_i \right)^2 + \lambda \sum_k (L_k - L_m)^2 = \min \tag{4-56}$$

式中：L_k 为每个方格中的慢度（$=1/V_k$）；S_{ik}为第 i 根射线在第 k 个方格中的路径；T_i为第 i 根射线的实测时间；L_m 为柱体的平均慢度；λ 为一适当的参数。当由上式表示的方程组线性反演求慢度时，第二项起了限定慢度变化范围的作用。

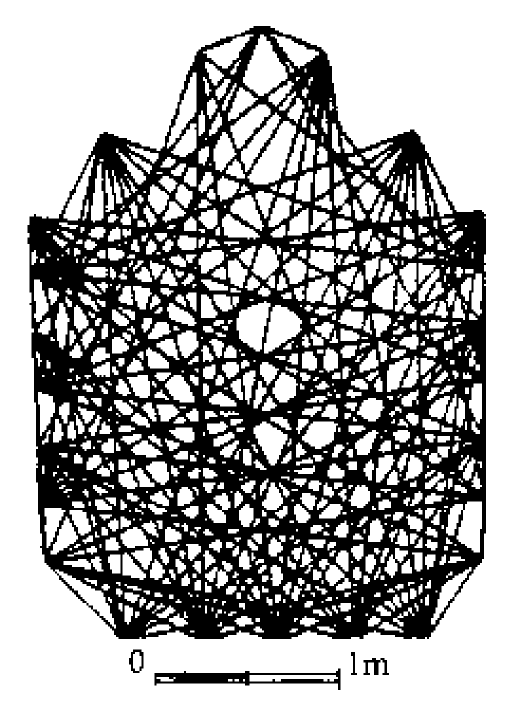


图 4-47　激发点与检波点排列和射线路径示意图
（引自 M.Bernabini 等，1991）

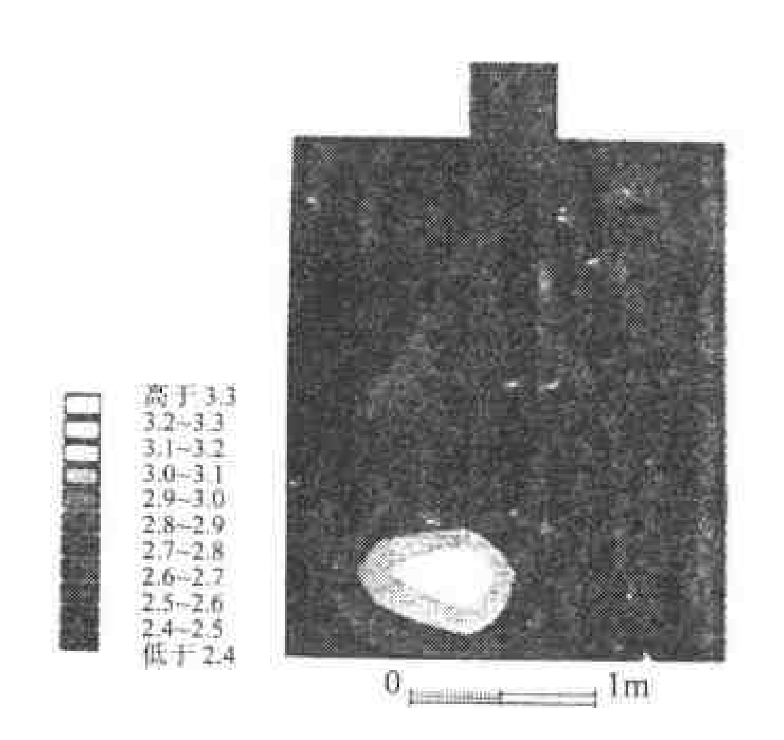


图 4-48　53 号柱体截面速度分布图
（引自 M.Bernabini 等，1991）

他们对 4 根柱子进行了测量。工作结果，波传播时间读数的精度相当高。图 4-48 为 53 号柱子截面的速度分布图。

53 号柱子各个方格的波速在 2.4 到 3.3km/s 之间，平均为 2.7km/s，是四个柱子中，波速最高的一个。在柱子里，波速最高的部分位于柱子内侧，外侧波速较低，反映柱子外侧的风化程度比内侧大。

第五章　重力勘探

重力勘探方法是根据探测目标与周围介质的密度差别来寻找该目标的一种地球物理勘探方法。

重力勘探方法[8,51]是最早使用的地球物理勘探方法之一，由于地形对它的影响较大，想通过地形改正来基本消除地形影响相当困难，因此，这种方法在地形变化比较大的地区难以应用。但在地形不太复杂的地区，在解决某些问题，如寻找洞穴之类与周围介质密度差别甚大的目标，或只有密度差别而其他物性差别不甚明显的目标时，重力勘探仍是值得选用的方法。

第一节　重力勘探的理论基础

一、重力与重力位

根据牛顿万有引力定律，任何两个物体之间都有引力，引力的大小与两个物体质量的乘积成正比，与两个物体之间距离的平方成反比。设两个物体的质量分别为 M 及 m，它们之间的距离为 r，则它们之间的引力

$$F = G\frac{Mm}{r^2}$$

式中：G 称为万有引力常数或引力常数，$G = 6.67\times10^{-11}\mathrm{N\cdot m^2/kg^2}$（牛顿·米^2/千克^2）。

地球对地球表面任何一个物体都有引力。设地面上(x,y,z)点有一质量为 $m=1$ 的物体，则地球对它的引力 F 为：

$$F = G\int_v \frac{\mathrm{d}m}{r^2} \tag{5-1}$$

式中：v 为地球的体积；$\mathrm{d}m$ 为地球内(ξ,η,ζ)点的地球质量元；r 为(ξ,η,ζ)点与(x,y,z)点之间的距离，$r=\sqrt{(\xi-x)^2+(\eta-y)^2+(\zeta-z)^2}$。于是，地球对$(x,y,z)$点单位质量的引力位 V 为：

$$V = G\int_v \frac{\mathrm{d}m}{r}$$

引力位 V 在 x、y、z 坐标轴方向的导数即为引力 F 在相应方向的分量：

$$\frac{\partial V}{\partial x} = F_x = F\cos(F,x) = G\int_v \frac{\xi - x}{r^3}\mathrm{d}m$$

$$\frac{\partial V}{\partial y} = F_y = F\cos(F,y) = G\int_v \frac{\eta - y}{r^3}\mathrm{d}m$$

$$\frac{\partial V}{\partial z} = F_z = F\cos(F,z) = G\int_v \frac{\zeta - z}{r^3}\mathrm{d}m \tag{5-2}$$

由于上述引力分量 F_x、F_y、F_z 是作用在单位质量上的引力分量,所以,它们在数值上都等于相应方向上的加速度分量。

但是,位于地球表面的任何一个物体所受的力,除地球的引力外,还有因地球自转而产生的离心力。

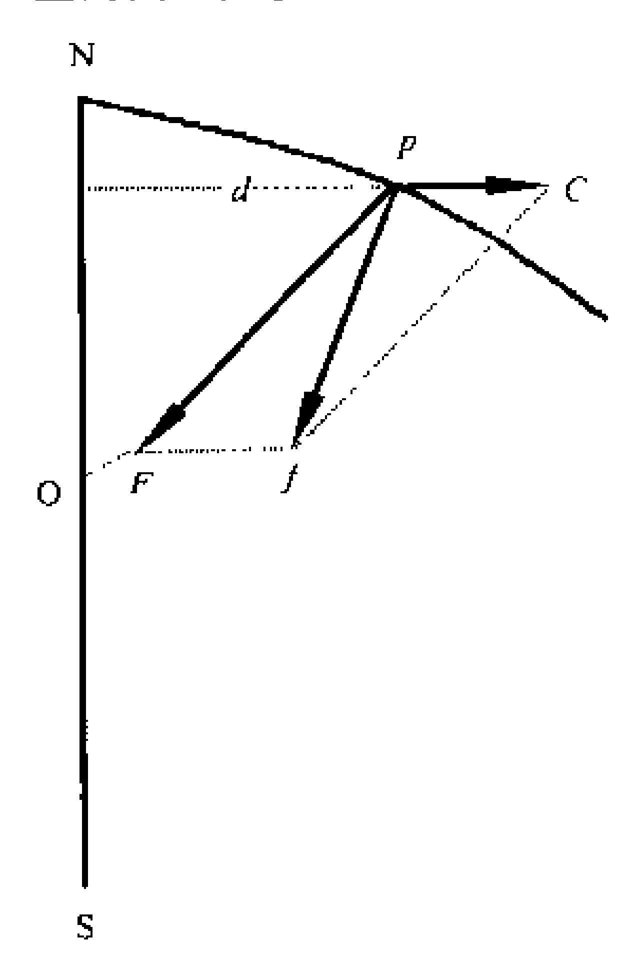


图 5-1 重力的合成示意图

如图 5-1,O 为地心,S 及 N 为南北极,地球以 SN 为轴而自转,自转的角速度为 ω,在地球上任意点 p 有一质量为 m 的物体,则该物体所受到的离心力

$$C = m\omega^2 d \tag{5-3}$$

式中:$d = \sqrt{x^2 + y^2}$,为物体到地球自转轴的距离;$\omega = 2\pi/86164\text{rad/s}$(弧度/秒)。86164s 是地球自转一圈所需的平均时间。

由上式可见,地面上物体的离心力是随着物体在地面上所处的纬度而变化的。当物体位于赤道上时,由于物体离地球自转轴的距离 d 为最大,故离心力之值为极大值;当物体处于两极时,物体与地球自转轴的距离为零,即 $d=0$,因而离心力 $C=0$,离心力为极小值。

作用于单位质量物体的离心力:

$$C(x,y) = \omega^2\sqrt{x^2 + y^2}$$

数值上等于离心加速度,而离心力位:

$$U(x,y) = \omega^2(x^2 + y^2)/2$$

于是离心力加速度在 x、y、z 坐标轴方向的分量为:

$$C_x(x,y) = \omega^2 x;\quad C_y(x,y) = \omega^2 y;\quad C_z(x,y) = 0 \tag{5-4}$$

物体所受地球引力 F 与离心力 C 的合力,我们称之为重力 f。地球重力及其作用的空间,称为重力场。

重力是力,而力是与之相应的位函数在力作用方向上的偏导数。与重力相应的位函数,叫做重力位,也就是说,重力是重力位在重力作用方向上的偏导数。

与重力一样,重力位 W 等于引力位 V 与离心力位 U 之和,即

$$W = V + U$$

重力位在坐标轴 x、y、z 方向上的偏导数等于相应方向上的重力分量;而作用在单位质量物体上的重力分量,数值上等于相应方向上的重力加速度分量;后者又等于相应方向上引力及离心力加速度分量之和,即:

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x = G\int_v \frac{\xi - x}{r^3}\mathrm{d}m + \omega^2 x;$$

$$\frac{\partial W}{\partial y} = g_y = G\int_v \frac{\eta - y}{r^3}\mathrm{d}m + \omega^2 y;$$

$$\frac{\partial W}{\partial z} = g_z = G\int_v \frac{\zeta - z}{r^3}\mathrm{d}m \tag{5-5}$$

因而重力加速度： $$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2} \qquad (5-6)$$

地球上任一点的重力加速度可以用仪器测量出来。重力勘探中测量的就是重力加速度而不是重力，但为了简便起见，我们还是称为重力勘探。

过去采用的重力加速度的单位叫做伽(Gal)，是为了纪念对重力研究作出重大贡献的意大利科学家伽里略(Galileo)而定的。

$$1\ \text{Gal}(伽) = 1\text{cm/s}^2(厘米/秒^2)$$

在实际工作中，“伽”作为单位还嫌太大，因此往往取它的千分之一作单位，叫做毫伽(mGal)；或它的百万分之一作单位，叫做微伽(μGal)。

在国际单位制中，重力加速度的单位为米/秒^2(m/s^2)；国际通用重力单位以 g.u. 表示。

$$1\text{g.u.} = 10^{-6}\text{m/s}^2 = 10^{-4}\text{Gal} = 0.1\text{mGal} = 10^2\mu\text{Gal}$$

二、地球表面重力的正常分布

由(5-1)及(5-3)式可知，当地球是一个理想球体，其密度在水平方向分布均匀(也就是假设地球的地核、地幔、地壳中的密度各自分布均匀)时，地球表面物体所受的重力及重力加速度只是随着所处纬度的变化而变化。

但地球是一个赤道半径稍长，两极半径稍短的扁球体，为理论计算方便起见，我们假定地球形状是一个理想的旋转椭球体，则其表面纬度为 ϕ 的地方的正常重力值[69]：

$$g_0 = 978.03185(1 + 0.005278895\sin^2\phi + 0.000023462\sin^4\phi) \qquad (5-7)$$

式中：g_0 的单位为伽(Gal)。这个计算正常重力值的公式是国际大地测量与地球物理联合会认定的，被称为国际重力公式。

三、重力异常

地球事实上不但不是一个理想的旋转椭球体，而且也不是一个均匀的椭球体。从地面来看，有高山、有平原，有海洋，不是理论上的大地水准面(即假想的延伸到全球的海平面等位面，重力方向处处与之垂直)；从地球内部来看，不管是地核、地幔或地壳，它们的密度分布都不均匀。因此，在地球表面测量重力加速度时，实测值与测点正常重力值之间有时有相当大的差别。这个差值，我们称为重力异常。引起重力异常的因素主要有两方面：

一是测点的高程偏离大地水准面的影响和测点周围地形的影响；

二是地下介质密度不均匀性的影响。地核及地幔密度的不均匀性对地面重力的影响是大范围的，而地壳，特别是地壳表层密度的不均匀性对地面上物体所受重力的影响就是局部的。重力勘探研究的就是这种异常。范围大的异常，我们称为区域重力异常，范围小的称为局部重力异常。区域重力异常与局部重力异常是一个相对的概念。在重力勘探中，我们将探测目标引起的重力异常叫做局部重力异常，或简称重力异常及异常，而把范围比它大的异常都作为它的背景，笼统地称为区域异常。

四、固体潮及其他重力随时间的变化

地球表面上的重力不但随测点的位置而变化(空间变化),而且在同一测点上还随时间而变化(时间变化)。时间变化的周期有的很长,有的比较短。长周期变化可能与地壳的构造运动及地球深部的物质运动有关,但因它们变化速度很慢,在进行重力勘探这样短的时间内,变化是微乎其微的,可以忽略不计。

短周期的变化与天体对地球表面物质的作用有关,特别是日、月对地球的引力。由于日、月与地球在运行中相对位置的变化,不仅在海洋上引起潮汐,而且在陆地上也引起类似海水潮汐的地面形变,称为固体潮。固体潮引起的重力值的变化,可达 0.2mGal 以上。

五、古遗存及岩石的密度

重力勘探方法应用的前提,就是探测目标与其周围介质之间的密度差别。密度可用天平或密度计之类的仪器来测定。

常见的古遗存及岩石的密度如下表[5,64,66]:

表 5-1 常见的古遗存及岩石的密度

名称	密度 ($1\times10^3kg/m^3$)	名称	密度 ($\times10^3kg/m^3$)
铜	8.9	粘土	1.8-2.2
铁	7.9	夯土	2.0~2.3
汞	14.2	砂岩	2.5~2.7
金	19.3	页岩	2.4~2.6
砖	1.6~2.3	石灰岩	2.6~2.7
木	0.5~0.9	大理岩	2.6~2.8
砂	1.3~2.0	花岗岩	2.6~2.7

第二节 重力测量仪器

一、测量的参数

重力勘探中测量的参数有两个:

(1)重力加速度,这是重力勘探中测量最多、最主要的参数,在前面已经讲过了,是用重力仪测量的。

(2)重力水平梯度,即重力位的二次导数或重力加速度在水平方向的变化。它在重力勘探发展的初期,曾是测量的最主要、甚至是唯一的参数。测量这个参数的仪器叫做扭秤。由于扭秤在野外工作不方便,工作效率特低,而且重力水平梯度值又可由普通的重力

测量所得的数值经数据处理求得，因此，这个参数在实际工作中几乎不直接观测了。

重力梯度值的单位叫做厄缶(E)，是用以纪念匈牙利的地球物理学家厄缶(Eotvos)的。

$$1E = 10^{-6}mGal/cm = 10^{-9}s^{-2}$$

二、重 力 仪

历史上曾出现过多种重力仪。重力仪的基本原理是一台灵敏度高的弹簧秤。弹簧上悬着一个锤，重力变化时，悬锤拉动弹簧使其长度发生变化。弹簧有的用金属丝制成，更多的是用石英丝，也有用带状钢条绕成的。下面介绍目前几种常用的重力仪[8]。

1. Lacoste-Romberg 重力仪

这个重力仪的工作原理如图 5－2 所示：OA 为支柱，M 为悬锤；OM 杆与 OA 支柱连接并可以 O 点为支点旋转；AB 为石英弹簧，其一端 A 固定在支柱上，另一端 B 与悬锤杆连接。

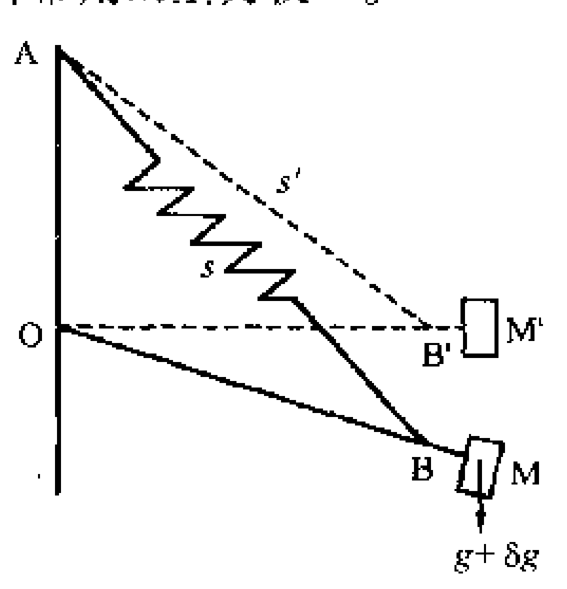


图 5－2 Lacoste－Romberg 重力仪工作原理图

令 L 为弹簧未受预应力 f 拉伸时的长度(即初始长度)；s 为弹簧拉伸后的长度；p 为弹簧上的张力；k 为弹簧的刚性系数，则

$$p = k(s - L) \qquad (5-8)$$

设 s'为弹簧经预应力 f 处理后未被拉伸时的自然长度。当 p 大于预应力 f 时，弹簧开始被拉伸，即：

$$p - f = k(s - s')$$

或 $p = k(s - s') + f = k[s - (s' - f/k)]$ (5－9)

由(5－8)及(5－9)式可得：

$$L = s' - f/k \qquad (5-10)$$

由(5－10)式可见：当预应力 $f = 0$ 时，即假如对弹簧不作预应力处理，则

$$L = s'$$

即弹簧的初始长度等于自然长度；而当预应力

$$f = ks'$$

时，
$$L = 0$$

即弹簧的初始长度等于零，这时的弹簧称为零长弹簧。零长弹簧是现代重力仪的主要部件，它的优点是可用来提高仪器的灵敏度。

令 M'为悬锤的初始位置；在重力加速度增加 δg 时，零长弹簧被拉伸 δs，悬锤到达 M 的位置，由此可以测定重力异常 δg 值。

Lacoste-Romberg 重力仪灵敏度可达 0.01mGal

2. Worden 重力仪

仪器的工作原理如图 5-3 所示。OP 臂及 OM 杆固定连接，即它们之间的夹角 α 是不变的。PC 为石英零长弹簧，其一端固定于定点 C，另一端与 P 连接，OP＝OC。M 为悬锤，质量为 M，M′为悬锤的初始位置。当悬锤处于初始位置 M′时，COM′角等于 P′OM′角，等于 α。当重力加速度变化 δg 时，悬锤的位置由 M′移至 M，使零长弹簧的长度由初始长度 P′C（以 s 表示）变为 PC（以 s'表示）。令图中的 $OM=a$，$OP=OC=b$，OM 的转角为 θ，则：

图 5-3　Worden 重力仪工作原理图

$$\delta s = s' - s \approx pD = pp'\sin(\pi/2 - \alpha)$$
$$\approx b\theta\sin(\pi/2 - \alpha) = b\theta\cos\alpha$$
$$\theta \approx \delta s / b\cos\alpha$$

当 $\theta=0$ 时，有重力矩与弹力矩的平衡方程：

$$Mga = ksb\cos\alpha \tag{5-11}$$

当重力加速度值由 g 变为 $g+\delta g$ 时，悬锤由 M′移至 M，其平衡方程为：

$$M(g+\delta g)a\cos\theta = k(s+\delta s)b\cos(\alpha+\theta/2) \tag{5-12}$$

由于 θ 值很小，故近似地有：

$$M(g+\delta g)a = kb(s+\delta s)(\cos\alpha - \sin\alpha \cdot \delta s/2b\cos\alpha) \tag{5-13}$$

将(5-11)代入(5-13)，并考虑到 $\delta s\times\delta s\approx 0$，得：

$$Ma\delta g = kb(\cos\alpha - s\ \tan\alpha/2b)\delta s \tag{5-14}$$

而

$$\sin\alpha = (s/2)/b$$

故：

$$\delta g = (kb\cos 2\alpha / Ma\cos\alpha)\delta s \tag{5-15}$$

由式可见，当 kb/Ma 值减小时，仪器的灵敏度将随之增高。

Worden 重力仪的灵敏度低于 0.01mGal

国产 ZSM 石英弹簧重力仪与之类似，灵敏度一般为 0.03～0.05mGal

3. 超导重力仪

超导重力仪的基本工作原理是通过测量悬锤位置的变化来测量重力加速度的变化，它是利用金属在低温下的超导现象来设计仪器的。图 5-4 为超导重力仪的设计原理图。图中 A 及 A′为两组由铌线绕制的线圈，B 为厚约 1mm 的镀铅（约 0.025mm 厚）薄铝壳制的球，C 为上、下对称的半球形电容器板，C′为环状电容器板。当线圈 A 及 A′处于一定低温状态、产生超导现象时，可以通过大而稳定的电流，从而产生强而稳定的磁场。磁场令处于超导状态下的铝球产生感应磁场。在线圈及铝球的磁

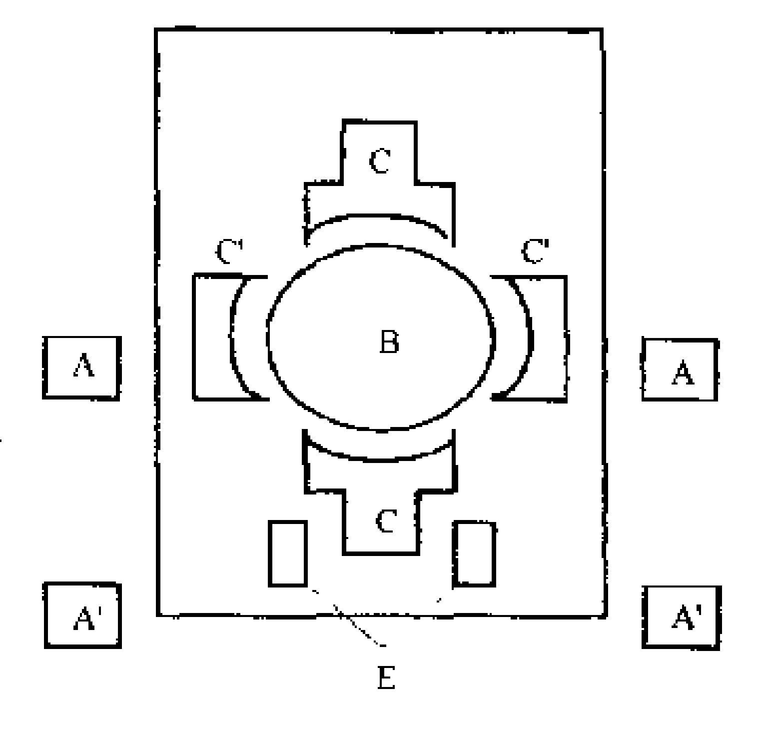


图 5-4　超导重力仪设计原理示意图

场相互作用下，铝球处于悬浮状态，起着石英弹簧重力仪中悬锤的作用。上半球电容器板与中环及下半球电容器板与中环之间的电容值，通过一电容电桥进行对比。当铝球与上、下电容器板处于平衡状态时，电桥平衡在零点。当铝球在异常重力作用下移动时，这些电容也相应变化，平衡遭到破坏，于是通过反馈线路将反馈电压加到电容电桥上，使铝球位置恢复原状，达到平衡。这样，由反馈电压的增减就可测量重力的变化。E是一组超导线圈，其磁通量作用于铝球。当铝球与E线圈相对位置变化时，即能对电容电桥反馈，以保持铝球与E线圈相对位置的固定。

由于超导重力仪中超导电流产生的磁场十分稳定，因此仪器的精度很高。但要维持低温状态比较困难，故超导重力仪一般不用于野外观测，而用于实验室测量。

第三节　野外观测方法

一、高精度重力测量

考古地球物理勘查对象的规模一般都比较小，所以，在用重力方法勘查地下古遗存之类的目标时，往往采用高精度重力测量。测量的比例尺为1:200或更大；测点的点距一般为1至2m或更小；采用的测量仪器一般为Lacoste-Romberg重力仪。

二、地形测量

前面已经说到，地形改正是重力测量中极为关键的一环。因此，重力测量中必须进行与精度相应的地形测量。由于地形起伏对重力测量的影响是越离测点近的地形，影响越大，所以进行地形测量时，对地形测量精度的要求，也是离测点越近越高，远处可采用精度合适的、已有的地形图。

三、重力测量的基点

在进行野外重力测量工作时，要选定一个测点作为基点，每隔一定时间或每完成一条测线的测量后，必须到基点观测一次，由此可以消除由于重力仪器的零点漂移之类所引起的系统观测误差。

当工区面积较大时，可选择若干分基点，并将分基点与总基点联系起来。

四、水上重力测量

水上重力测量使用的仪器主要是Lacoste-Romberg重力仪或Askania重力仪。进行水上重力测量时，是用稳定平台来保持重力仪处于水平状态，观测精度为1.0～2.0mGal。

第四节　数据处理

重力测量数据处理的内容有三：一是对观测值进行一系列校正，消除地形、固体潮等

干扰，将原来处于高低不平的地面上的测点归一到同一个基准面（在小面积、大比例尺重力测量中，基准面是通过基点的水平面；而在大范围、小比例尺重力测量中，基准面应是大地水准面）上，减去正常重力值，获得重力异常；二是将我们所需的重力异常与其他不需要的异常分离开来；三是由重力异常计算出有关探测目标的各种几何及物理参数。

一、重力校正

将地面实测的重力值归算为某个参考面（如大地水准面）上和其他规定条件下的重力值的运算过程，叫做重力校正。

重力校正的内容很多，包括纬度校正、固体潮校正、地形校正、测点高度校正（也叫自由空气校正）、中间层校正和地壳均衡校正。对于考古地球物理勘查而言，因为工作地区小，无需作地壳均衡校正。

1. 纬度校正

纬度校正（latitude correction）就是正常重力场校正。所谓正常重力场，前面已经说过，是假定地球为一质量成层均匀分布的旋转椭球体时的重力场，其基本表达式为（5-7）。实测重力值减去测点的正常重力值，就得到重力异常。

2. 固体潮校正

前面曾说到固体潮对重力值的影响达 0.2mGal，这对高精度重力测量来说，就是一个不可忽视的数据，因而必须进行相应的校正，称为固体潮校正。校正值有专门的数值表可供查阅。

3. 地形校正

用重力方法研究地下物质密度的变化，首先是假定测点周围的地面是水平面。而事实上，测点周围的地形往往起伏不平。这样一来，在测点水平面以上的物质就成了多余的物质，它对放在测点上重力仪的悬锤产生的引力，方向是向上的，相对于我们观测的地下物质的引力来说，其值为负，结果是使重力观测值减小；在测点水平面以下的坑洼地形，相当于那里的物质有亏损，而亏损物质对重力仪悬锤的引力是负的，其结果也是使重力观测值减小。为了把地形对重力测量的这种影响消除，就必须通过计算的办法，将测点平面以上多余的物质产生的负引力和测点平面以下亏损物质产生的负引力消除。这种做法相当于把测点平面以上的多余物质铲除，把测点平面以下的坑洼填平，即所谓地形校正（terrain correction）。而地形对重力值的影响，是离测点越近，影响越大，因此，进行地形校正时，往往以测点为圆心划出一系列同心圆，对测点水平面以上的多余物质和水平面以下的亏损物质作相应的校正。

4. 自由空气校正与自由空气异常

重力值是随测点的高度（即距地心的距离）的增加而变小，因此，必须将测点放到基准面上去，这就要进行测点重力值的高度校正。由于进行这一改正时不考虑测点与基准面

之间的中间层的影响，似乎测点与基准面间只是空气，因此叫做自由空气校正。海平面上重力垂直梯度为 -0.3086×10^{-3}Gal/m，故自由空气校正的计算公式为：

$$\Delta g_a = 0.3086 \times 10^{-3}\Delta h \qquad (5-16)$$

式中：Δg_a 为自由空气校正值，当测点在基准面之上时为正，在基准面之下时为负，单位为伽(Gal)；Δh 为测点与基准面间的高差，以米(m)为单位。

自由空气校正加地形校正，称为法耶校正。

经过正常重力场和自由空气校正后的重力异常，称为自由空气异常。如再加上地形校正，则称为法耶异常。

5. 中间层校正

重力测量数据都必须通化到同一个基准面，面从测点到基准面间的物质显然对重力有影响，因而必须进行相应的校正以消除中间层的影响。这种校正，称为中间层校正，是法国科学家布格(Pierre Bouguer)提出来的，所以有人称之为布格校正。

进行中间层校正时，首先假定测点与基准面间的地层是一块密度均匀的、无限广阔的平板，板的厚度即测点到基准面的高度，于是板的引力 Δg_m 可用下式来计算：

$$\Delta g_m = 2\pi G\sigma \times 10^2 \cdot \Delta h \qquad (5-17)$$

式中：Δh 为板的厚度，单位为 m(米)；Δg_m 为中间层校正值，当测点在基准面以上时为负值，在基准面以下时为正值，单位为伽(Gal)；G 为引力常数；σ 为中间层物质的密度，一般取 $\sigma=2.67\times10^3\text{kg/m}^3$。

6. 布格校正与布格异常

一般将中间层校正与自由空气校正合称为布格校正(Bouguer correction)，即：

$$\Delta g_B = (0.3086 \times 10^{-3} - 2\pi G\sigma \cdot 10^2)\Delta h \qquad (5-18)$$

式中：Δg_B 为布格校正，单位为 Gal；σ 为中间层密度，单位为 kg/m^3；Δh 为测点与基准面间的高差，测点在基准面以上者为正，在基准面以下者为负，单位为 m。

经过地形校正及布格校正并减去正常重力场后所得的重力异常称为布格异常。

值得指出的是，也有人将中间层校正与自由空气校正合称为高程校正(elevation correction)；而将纬度校正、高程校正和地形校正后的重力异常，依然称为布格异常。

7. 地壳均衡校正

从我国及全球的小比例尺重力测量结果可知：海洋地区的布格重力异常为正，异常值随着海水深度的增加而增加；山区的布格异常值为负，面且幅值也是随着海拔高度的增加而增加。于是有些人就提出了地壳均衡假说。例如英国天文学家艾里(G.B.Airy)认为：地壳的密度 σ 是处处均匀的，地幔的密度 σ_m 比地壳大。在高山区，地壳很厚，莫霍面下凹，好像高山有了“山根”；而海洋区则相反，地壳变薄，莫霍面上隆，从而使全球地幔内某一深度处(即想象的均衡面)单位面积上承受的重量趋于相等，达到了平衡，如图 5-5 所示。英国的普拉特(J.H.Pratt)则认为：地壳内均衡面的深度处处相同，只是随着海拔及海水深度的不同，相应部分的地壳密度有变化，高山地区地壳的密度小，海洋地区地壳的密度大，从而使均衡面单位面积上承受的重量，处处相等，如图 5-6 所示。

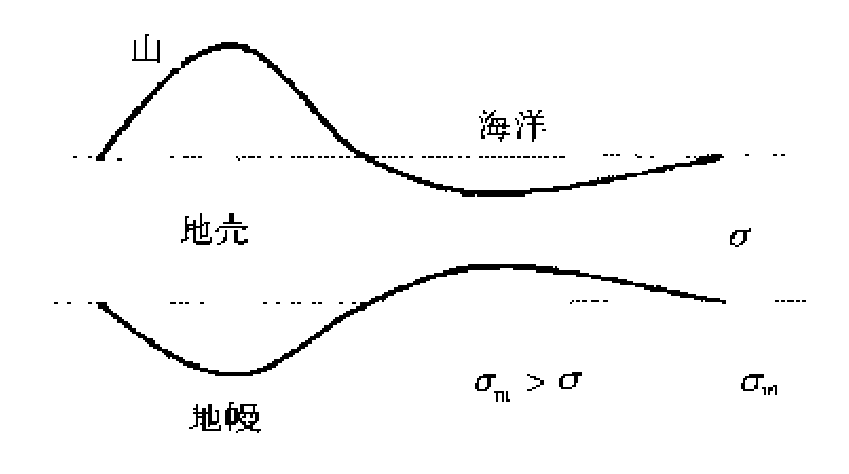



图 5-5　艾里地壳均衡假说示意图

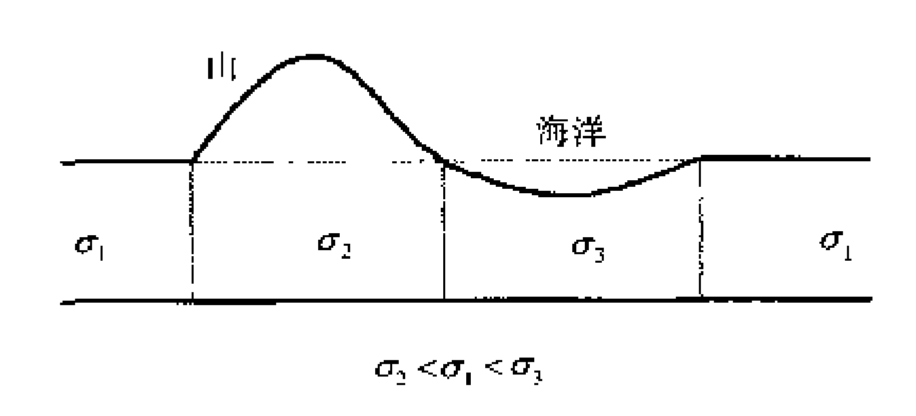


图 5-6　普拉特地壳均衡假说示意图

对地壳均衡作用造成的影响所作的校正，叫做地壳均衡校正(isostatic correction)。

当工作区域很大，牵涉到大范围内地球深部物质的影响时，必须进行地壳均衡校正。

地形校正与布格校正，再加上均衡校正，并减去正常重力场后得到的异常，称为均衡异常。

二、重力异常及其分离

重力异常按其范围的大小可分为区域重力异常及局部重力异常。区域重力异常主要是由地核、地幔密度的不均匀性和大范围内的构造或岩体隆起等因素引起的；局部重力异常主要由地壳浅部密度的不均匀性，包括矿体、古遗存等因素引起的。一般说来，物体埋藏越深，它在地表引起的异常的范围将越大，而幅度越小。

在重力勘查中，经常碰到两方面的情况：一是局部重力异常与区域重力异常互相叠加；二是两个或两个以上的局部异常互相叠加。这样的叠加模糊了异常的界限，影响我们对单个异常的进一步研究，因此，有必要采取有效的措施，将它们一个一个地分离开来。

1. 局部异常与区域异常的分离

分离局部异常与区域重力异常的方法有以下几种：

(1)滤波法

从上面介绍区域异常和局部异常的成因就可看到，区域异常与局部异常相比，频率比较低，而波长比较长，因此，不管是采用频率滤波或波长滤波，都可起到分离区域与局部异常的作用。滤波的方法是数据处理中常用的方法，前面已经讲过，这里就不介绍了。在区域异常比较简单，而野外工作又没有计算机的情况下，可采用过去行之有效的简易分离区域和局部异常的一种方法，即平滑曲线法。

平滑曲线法事实上是一种滤波方法，可以在重力异常平面图上进行，也可在重力剖面图上进行。

在重力异常平面图上可徒手勾绘出各等值线的最平滑的渐近线。这些渐近线就构成了区域重力异常图。它们可能是接近平行的直线，也可能是曲率半径较大的曲线。从原来的重力异常中减去区域重力异常就得到了局部重力异常。这种分离区域重力异常与局部异常的方法，就是平滑曲线法，又叫做平面平滑法。

在重力异常剖面图上也是用上述同样的方法处理，即先将异常曲线尽可能平滑，得

出区域重力异常曲线(即平滑的曲线)。从异常值中减去区域异常值,就得到局部重力异常值,如图5-7所示。

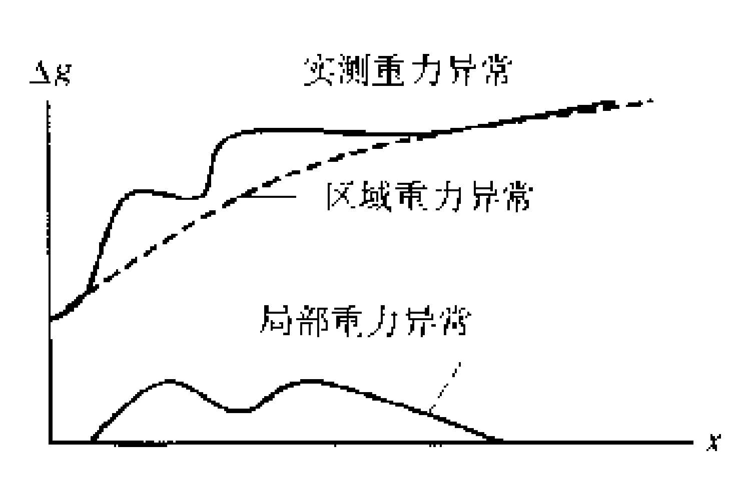


图5-7 平滑曲线法示意图

由于在剖面图上平滑曲线比在平面图上更准确,因此,有时也先将平面图变为一系列剖面图,即在垂直于异常走向的方向上,按成图时的测线距作一系列重力剖面,然后按在剖面图上分离区域异常与局部异常的方法,得出局部重力异常剖面图,然后再由剖面图画出局部重力异常平面图。

平滑曲线法包含较多的做图者个人的主观随意性,因此只在区域异常形态十分简单而明显时才可以采用。

(2)重力位高阶导数法

设地下有两个质量为 m,中心埋深分别为 h 及 $2h$ 的球体,它们在地面上的重力位 W 及重力位对深度的各阶导数的极大值如表5-2所示。

表5-2 埋深不同的两个球体在地面上的重力位及各阶导数极大值的对比

重力位及各阶导数	埋深为 h 的球体	埋深为 $2h$ 的球体
$W=$	Gm/h	$Gm/2h$
$W_z=\partial W/\partial z=$	Gm/h^2	$Gm/4h^2$
$W_{zz}=\partial^2 W/\partial z^2=$	$2Gm/h^3$	$2Gm/8h^3$
$W_{zzz}-\partial^3 W/\partial z^3=$	$6Gm/h^4$	$6Gm/16h^4$

G 为引力常数。

由上表可见:中心埋深为 $2h$ 的球体,其重力位及各阶导数的极大值将依次分别为质量相同、但中心埋深为 h 的球体相应极大值的1/2,1/4,1/8,1/16。因此,对于埋深大的球体来说,其重力位导数值将随着导数阶次的增加而以越来越快的速率减小。利用这个特征,我们可将不同埋深的物体引起的重力异常区别开来。引起区域重力异常的因素,埋深都比较大,因此,运用重力位高阶导数又可以起到分离区域重力异常与局部重力异常的作用。

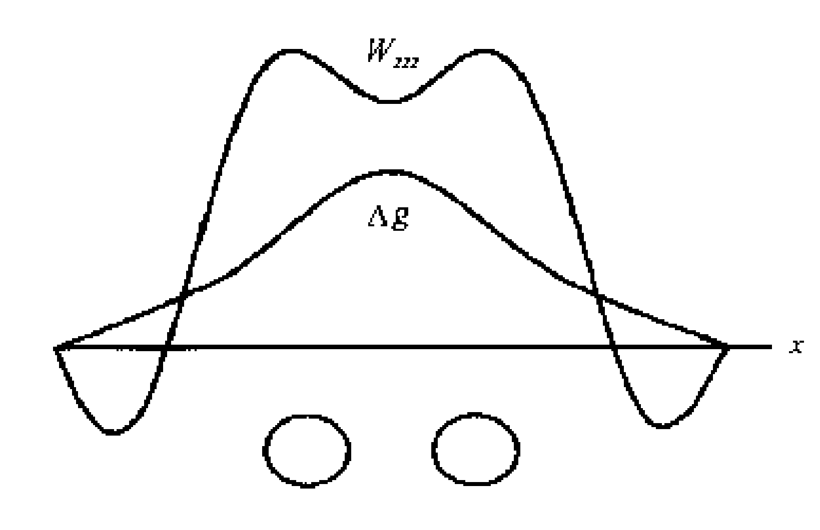


图5-8 用高阶导数分离相邻异常示意图

2. 相邻重力异常

在实际工作中,有时会遇见两个或两个以上的相邻局部异常叠加在一起形成一个重力异常的情况,这时,重力位的垂向高阶导数和重力位的水平导数都可起到局部异常分离的作用。如图5-8所示,两个相邻球体引起的重力异常叠加在一起,不可分辨;但重力位三阶导数异常明显地显示为两个异常。

3. 解析延拓

向上或向下延拓，同样可以用于分离重力异常。向上延拓，可以压制浅部因素引起的异常，突出深部因素；向下延拓等于令观测面接近异常体，提高分辨相邻异常的能力，与前面已经说过的磁异常的解释类似，这里就不介绍了。

三、重力异常的解释

几种规则几何形状质体的重力异常及有关参数的计算。

为便于重力异常的解释，我们先来计算几种规则几何形状质体的重力异常，并根据异常求引起该异常的质体的有关参数。

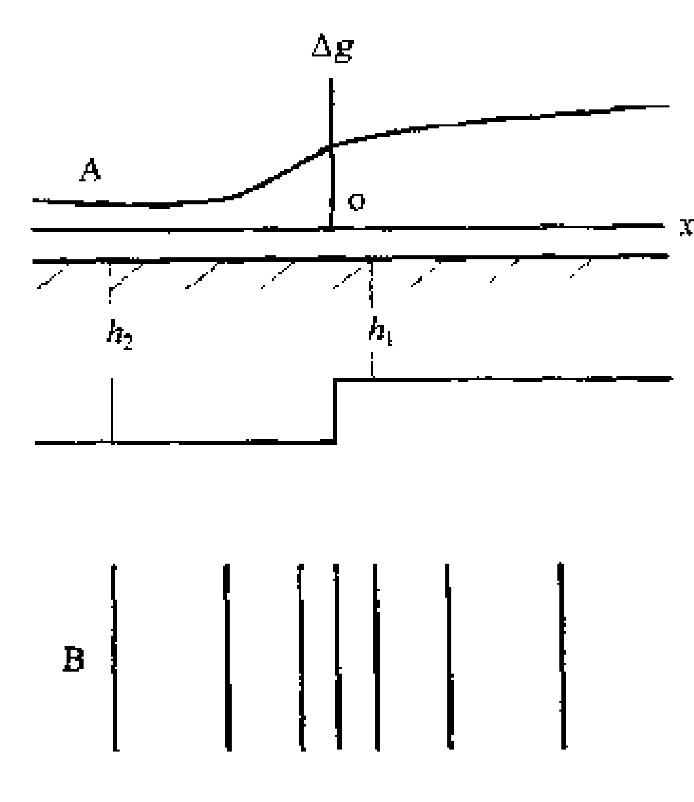


图 5-9　台阶重力异常图
A. 台阶重力异常剖面图；
B. 台阶重力异常平面图

1. 台阶

图 5-9A 为一台阶，台阶顶面的埋深为 h_1，底面的埋深为 h_2，台阶面上下介质的密度差为 $\Delta\sigma$，引力常数为 G，于是，台阶形成的重力异常

$$\Delta g = 2\pi G\Delta\sigma(h_2 - h_1) \qquad (5-19)$$

在平面图上，水平方向无限延伸的台阶引起的重力异常表现为一组平行的直线，在台阶的附近，异常等值线密集，形成一变化比较急剧的梯度带。离台阶越远，等值线越稀，梯度趋近于零。

当 Δg 及 $\Delta\sigma$ 为已知时，由(5-19)式可以求得台阶的高差。

2. 球体

图 5-10 为一中心埋深为 h 的球体，它与周围介质的密度分别为 σ_1 及 σ_2。设球体相对于周围介质的剩余质量为 ΔM，且集中于球心，根据万有引力定律，地面上任意点 x 的重力异常

$$\Delta g = G\frac{\Delta M \cdot h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \qquad (5-20)$$

式中：G 为引力常数。

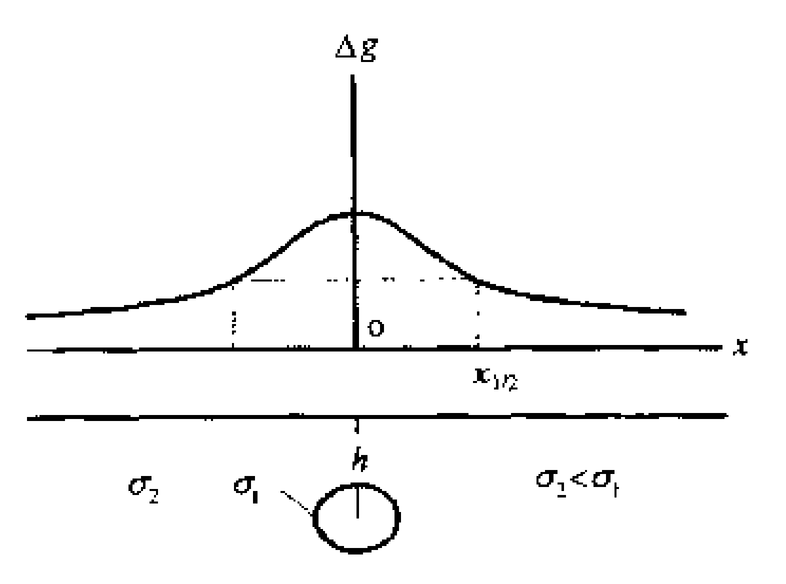


图 5-10　球体的重力异常剖面图

由图 5-10 可见，球体引起的重力异常曲线相对于纵轴是对称的，重力异常极大值在球心的正上方。往两侧随距离的增大而逐渐减小并趋近于零。

球体重力异常在地面上的等值线平面图是一系列同心圆。等值线水平梯度最大的地方正是 Δg 曲线两侧的切线斜率最大的地方，这从 $\partial\Delta g/\partial x$ 曲线就可清楚地见到。

由图 5-10 曲线，可求得球体的某些参数。

(1)球中心的埋深

从 Δg 曲线上求得 Δg 极值 Δg_{max} 的横坐标为 $x=0$，$\Delta g_{max}/2$ 的横坐标为 $x_{1/2}$，由(5-20)式得：

$$\frac{\Delta g_{max}}{2} = G\frac{\Delta M \cdot h}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{1}{2}\frac{G \cdot \Delta M}{h^2}$$

即：

$$h = 1.305 x_{1/2} \tag{5-21}$$

(2)剩余质量 ΔM

由图 5-10 及(5-20)式，当 Δg 为极大值 Δg_{max} 时，$x=0$，故：

$$\Delta M = \frac{1}{G}\Delta g_{max} \cdot h^2 \tag{5-22}$$

当球体及周围介质的密度 σ_1 与 σ_2 为已知时，球体的质量：

$$M = \frac{\sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_2}\Delta M$$

3. 水平圆柱体

图 5-11 为水平圆柱体重力异常图。

设柱体为一水平向无限延伸的圆柱体，其中心轴线埋深为 h；μ 为圆柱体单位长度的剩余质量；曲线的纵坐标为 Δg，横坐标为 x，并垂直于圆柱体的走向；坐标原点为圆柱体中心轴在地面上的投影与 x 坐标的交点，于是重力异常：

$$\Delta g = 2G\mu\frac{h}{x^2 + h^2} \tag{5-23}$$

其剖面图如图 5-11 所示，为一对称于纵坐标轴的曲线，极大值在圆柱体中心轴的地面投影上，与通过球体中心的球体重力异常剖面图类似。但平面图是一组平行的直线，中心两侧有一段等值线较密，然后随离中心轴的距离渐远渐疏。

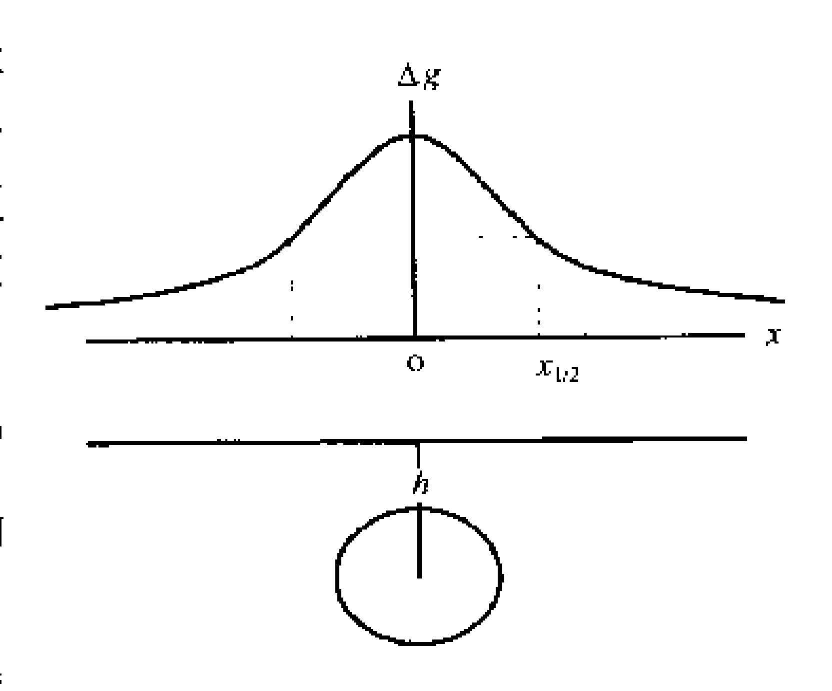


图 5-11 水平圆柱体重力异常剖面图

与上面讨论球体重力异常曲线时类似，可以利用曲线上的特征点求取水平圆柱体的某些参数。

(1)水平圆柱体中心轴埋深

由(5-23)式，当 $x=0$ 时，得重力异常的极大值

$$\Delta g_{max} = 2G\mu/h$$

令 $\Delta g_{max}/2$ 点的坐标为 $x_{1/2}$，则

$$\Delta g_{max}/2 = 2G\mu\frac{h}{x_{1/2}^2 + h^2}$$

由此二式得：

$$h = x_{1/2} \tag{5-24}$$

(2)单位长度剩余质量

由 $x=0$ 时重力异常极大值得到求水平圆柱体单位长度剩余质量的公式如下：

$$\mu = \Delta g_{max} \cdot h / 2G \tag{5-25}$$

第六章 遥　感

遥感一词，顾名思义，就是指不直接与探测目标接触而感知这个目标的方法技术。从这个意义来说，大多数地球物理勘查方法都是遥感。然而，从遥感一词的起源来看，情形并非如此。

遥感一词是随着卫星的出现，特别是一些探测地球的卫星，如地球资源技术卫星的出现而出现的。当时，在这类卫星上安装一些仪器，从“遥远”的空间来“感知”地球上的某些现象，于是就出现了“遥感”这个词，这是确确实实的“遥感”。但是，“航空遥感”一词的出现，又使“遥感”的概念模糊化了。因为，假如在飞机上进行观测算是遥感的话，那么航空物探为什么不算遥感呢。尤其是地面遥感一词的采用，更令它与一般物探无法区分。

“遥”是一个相对的、定性的概念，谁也没有给它下过准确的、定量的定义，于是就出现了目前这种含糊不清的状态。

问题还在于，由于名词的误导，有人还把遥感与地球物理勘查看成是两门不同的学科，这更是一种糊涂的概念。

我们知道，所谓地球物理勘查，就是根据物理学的原理，利用物理方法，通过观测目标所引起的异常物理现象来勘查我们想要探测的目标的一门地球物理分支学科。这里所谓的“物理”，当然包括物理学的各个分支：力、热、声、光、电、磁、核物理等。

而遥感的实质是什么呢？

从目前遥感所用的手段来看，不外是各种不同波长的电磁波。方法都是物理学的方法，观测的现象也是物理现象，与地球物理方法毫无本质的区别。假如再算上卫星地球重力场和磁场观测，就更谈不上什么区别。要说区别，也只是把观测距离拉远，或者从地球物理方法原来所用的电磁波段，扩大到了微波及光波波段而已，何况地球物理方法中早就用上了 γ 射线，遥感只是填补了从 γ 射线到微波这一段电磁波区间的空白，所以，遥感仍然属于地球物理的范畴，是地球物理勘查方法的一部分。

遥感与地球物理勘查的其他方法一样，有各种不同的分类，例如：

以运载工具的不同，可分为航天遥感（或卫星遥感）、航空遥感（以飞机作运载工具）和地面遥感；

以物理场源是天然或人工的不同，可分为被动遥感（如摄影、红外扫描）和主动遥感（如侧视雷达、激光荧光）；

以观测的物理量或电磁波波段的不同，有微波遥感（特别是雷达）、红外遥感（又分近红外、中红外和远红外）、可见光遥感、紫外遥感、多波段遥感等。

目前考古勘查中常用的有可见光遥感、红外遥感和微波遥感：

可见光遥感用得较为广泛，但只能在白天工作；

红外遥感的最大优点是可以在夜间工作；

微波遥感既可是被动遥感，也可是主动遥感；主要用来探测、鉴别地面目标发射或反射的微波辐射能量；不分白天或夜间，可全天候工作；对云层、植被、沙、冰雪等有一定的穿透能力。

遥感从它诞生之日起，就受到人们的重视，这是由于它有以下的优越性：

首先，它可以取得其他方法取不到的资料。且不说对火星等星球的探测，就以它对地球的观测来说，线形构造及环形构造的发现，就是航天遥感的独特贡献。从考古的角度来讲，许多大型遗址的考察，遥感就能提供地面考察难以提供的资料，如楚都纪南城遗址，总的轮廓在遥感图像上显示得一清二楚，而地面就不可能看得如此简单明了。

其次，高速，不受地而条件的限制，也是它难能可贵之处。

"遥感"这个名词虽然出现得比较晚，但遥感技术的应用，最早可以追溯到1858年在巴黎用气球进行的空中摄影。而遥感在考古中的应用，最早也可追溯到20世纪初英国人在英国威尔特郡用飞机对神秘的巨石阵进行的航空摄影。目前，遥感技术正在日益扩大它的应用领域，而考古工作由于引进了遥感技术，也正在取得前所未有的成果，并在考古学内形成了一门新的学科，叫做遥感考古。但从方法的角度来讲，考古中应用的遥感方法，仍然属于地球物理研究的范畴。

近年来，我国采用遥感技术，在国内许多地方的古遗址上进行考查，如：中国科学院与天津市合作，于1980～1983年在天津-渤海湾地区环境遥感试验研究中所做的天津地区古河道的考查；中国科学院在1984～1985年黄淮海平原水域动态演变遥感应用研究中进行的海河、黄河、淮河下游及有关湖泊和渤海湾及苏北海岸线的历史变迁的考查；文物考古部门与原地质矿产部、煤炭部遥感方面合作，对长城、敦煌、秦始皇陵的遥感考查，都取得了丰富的成果。

第一节　考古遥感的理论基础

遥感之所以能够探测地面或被土壤、植被掩盖的人类活动遗迹，主要有以下几个方面的原因：

第一，古人活动，不管是挖坑、挖沟，或是搞地下建筑，都得打乱原始的地层顺序，把深部的物质翻到地面上来，使这些古遗址地表物质的颜色或其他物性与周围地面物质有区别，从而成为寻找它们的一种标志。这种标志，可以称为土壤标志。

第二，由于翻到地而的物质与原来就在地面的物质的孔隙度和化学成分不一样，因而它们的湿度也不相同，再加上地下结构的影响，就会使地面植物的生长情况出现差异。一般说来，地下结构可以分为两类：一类使地表土壤的肥力和湿度提高，如地下挖坑，填充有机废物之类；另一类使地表土壤的肥力及湿度下降，如地下有砖石建筑之类。这样，在前一类古遗址（坑、沟、渠等）上，作物茁壮成长，一片青绿；而在后一类古遗址（砖石建筑等）上，作物长得不好，甚至枯黄。这也可以成为寻找古遗址的一种标志，称为作物标志。不过，这类标志容易受到作物品种等方面的干扰。

第三，城墙、堤坝、土台、坟堆、沟渠等古遗址，容易形成地面高程的起伏变化。这种变化在太阳光以很小的角度照射时，可以产生阴影，从而成为另一种寻找古遗址的标志，称为阴影标志。

以上三种标志的干扰因素较多，不一定都能可靠地利用。

第四，还有一种机制，就是地物发射或反射不同波谱的电磁波的能力。这是定量物理学方面的问题，也正是我们下面要重点讨论的问题。

遥感所用的电磁波包括近紫外到微波的多个波段。发射这些电磁波的有天然场源和人工场源。

天然场源首先是太阳。太阳发射的电磁能包括 X 射线、紫外线、可见光、红外线和射电辐射，是遥感用的近紫外、可见光到红外各个波段的主要场源。其次就是地球表面各类物质，如土壤、岩石、植被、波浪（简称地物）等受热后，其表面都能以电磁波的形式向外辐射能量。

人工场源发射的主要是微波和光谱中能量较高的成分。

在太阳照射下，每种地物由于其原子和分子结构的不同，能以一种特有的方式吸收和反射太阳能。同时，它们还能不因太阳能流的作用而发射部分内能。与其他地球物理勘查方法一样，探测目标与周围介质在吸收、反射和发射辐射能方面的物理性质的差别，正是遥感能探测到这个目标的基本依据。光和其他电磁波在介质（空气）中的传播是众所周知的事情，所以，这里只讨论一下大气和地物影响电磁波的传播、反射及发射的物理性质，也就是所谓大气窗口和地物波谱特征问题[8,19,72]。

一、大气窗口

我们知道，由于地心引力的作用，大气质量的 90% 集中在离地面 15km 以下的大气层内。面大气的主要成分是氮、氧、氩，占大气总体积的 99.93%。它们除氧对紫外波段的电磁波有些吸收外，都不吸收电磁波。吸收电磁波的主要有二氧化碳、水汽等：

二氧化碳在大气中的体积含量为 0.03%，不但能吸收中、远红外光，而且还能发射热红外光；

水汽也能吸收红外和部分红光。

由于二氧化碳和水汽在地面的分布随空间和时间而变化，它们对遥感的干扰比较大。其他气体在大气中的含量甚微，对遥感的影响不大。

此外，大气中的各种微粒，如尘埃、烟雾等，对电磁波起到散射的作用，叫做大气散射，对可见光的影响较大。

综上所述，电磁波在大气中传播时，由于大气对某些波段的电磁波的吸收和散射，这些波段的电磁波难以通过大气，因而它们在大气中的透射率很低；而其他波段的电磁波可以较自由地穿过大气，也就是说，它们在大气中的透射率很高，就如大气为这些波段的电磁波的传播开放了窗口，称为大气窗口。

能够通过大气窗口的主要是以下几个波段：

(1)0.3～1.3μm 波段：属可见光波段和相邻的部分近红外、近紫外波段，透射率在 90% 以上，是摄影和多波段遥感使用的波段。

(2)1.5～1.7μm 及 2.0～2.4μm 波段：属近红外波段，透射率达 80%，是近红外和多波段遥感使用的波段。

(3)3.5～4.2μm 及 4.5～5μm 波段：属中红外波段。前一个窗口的透射率达 90%，

后一个窗口的透射率为50%~60%。

(4)8~14μm波段：也属中红外波段，一般称为热红外波段，透射率为60%~70%，是热红外遥感使用的波段。

(5)1mm~1m波段：属微波波段，透射率达100%，是微波(雷达)遥感使用的波段。

二、地物的波谱特征

地物对不同波段的电磁波的作用不外三种：反射、吸收和再辐射，但各有不同的反射和发射能力，从而显示出地物的波谱特征。

1. 地物的反射波谱

在到达地球表面的太阳辐射能量中，可见光及近红外波段(visible and near infrared，简写为VNIR，0.45~2.4μm)的辐射能占总辐射能的90%以上，而绝大多数地物是不发射可见光及近红外电磁波的，所以，遥感在这个波段观测的，差不多都是地物对太阳辐射能的反射。

(1)地物的反射率

反映地物反射太阳辐射能力的大小的参数，叫做反射率(用ρ_λ表示)。它是太阳辐射能量在地物表面的反射能量与入射能量之比。但实际上往往将地物的亮度系数(用γ表示)当作反射率。所谓亮度，是指物体的热幅射与它所反射的太阳幅射强度之和。面亮度系数定义为物体表面法向亮度B与纯白物体在相同照射条件下法向亮度B_0之比，即：

$$\gamma = B/B_0 \tag{6-1}$$

(2)地物的反射光谱特征

地物的反射率(或亮度系数)随入射波的波长而变化，称为地物的反射光谱特征。而地物在某个波长的反射率(或亮度系数)，就称为光谱反射率(或光谱亮度系数)。

实验室观测资料表明，几乎所有的矿物具有相同类型的反射光谱特征，但反射能力随矿物颗粒的大小而有所不同。同一种矿物，一般说来，颗粒愈小，反射能力愈大。

岩石的反射率与其化学成分、表面状况和太阳照射角有关。一般说来，新鲜岩石的反射率较高，蚀变岩石的反射率较低；含二氧化硅及浅色矿物较多的岩石的反射率较高，含暗色矿物较多的岩石的反射率较低；细粒岩石的反射率较高，而粗粒岩石的反射率较低。沙漠的反射率比较高，而且随入射波波长的增长而增高。

土壤的反射率与土壤类型、表面状况、含水量及太阳照射角有关，一般是随入射波波长的增长面增高。

纯净水的反射率在入射波长为0.4μm左右或更短时比较高，然后随波长的增长而下降。污染、浑浊水在入射波长为0.5μm左右时有一极低值，然后逐渐升高，到0.9μm左右下降。

植物的反射率在可见光波段比较低(绿光波段稍高)，在近红外波段相当高，但在波长为1.5μm及2.0μm附近，有两个因水的吸收而引起的反射率下降。在0.7~1.3μm波段，植物的种类不同，反射率的差异也比较明显。与土壤的反射率相比，在可见光波段，植物的反射率比较低，在近红外波段，植物的反射率比较高。

常见的几种地物反射光谱特征如图 6－1 所示。

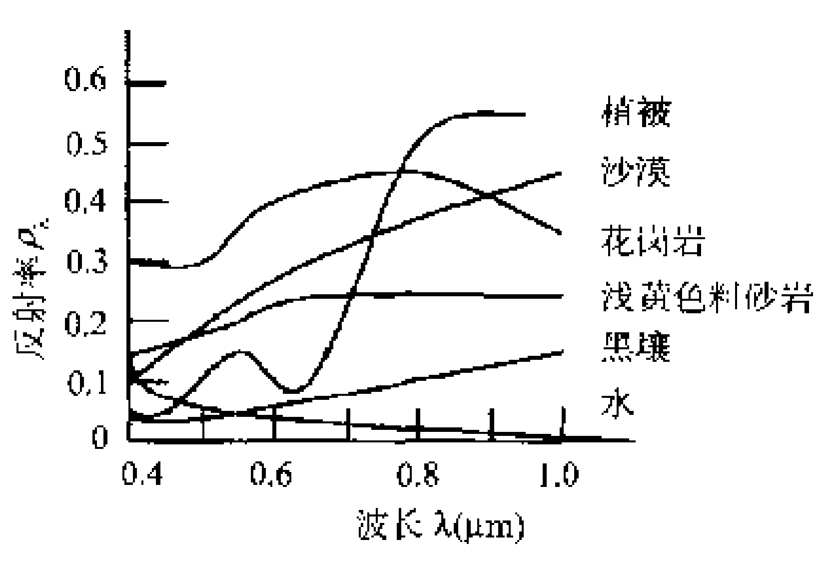


图 6－1　几种常见地物反射光谱特征曲线

2. 矿物的吸收谱特征

前面提到，在可见光及近红外波段内，不同的矿物都具有类型相同的反射光谱特征。这个现象，可用这些矿物的主要成分是硅、镁、铝、氧，它们在这个波段内的吸收谱相同来解释。矿物之所以能吸收太阳辐射能量，主要有两方面的原因：

(1)离子的电子过程

太阳光照射地面，可见光及近红外波段内的能量经矿物吸收，在矿物中产生各种电子过程，如铁、铜、镍离子的电子跃迁，从而产生 VNIR 的吸收谱特性。蒙脱石、高岭石等蚀变岩石有较宽的吸收谱带(0.45～0.5μm 及 0.85～0.95μm)，就是由铁离子的电子过程引起的。

(2)阴离子的振荡过程

矿物吸收太阳辐射能，内部产生热运动。而随机振荡系统，都是由若干简谐振动组成。水分子有三个不同频率的简谐振动。激发任一矿物成分的简谐振动所需的能量是集中在中红外和远红外波段内。与氧结合的硅、铝、镁等元素简谐振动的波长为 10μm 左右或更长，因此在 VNIR 波段内不会被吸收。近红外波段出现高频率或短波长的简谐振动的吸收，主要是 OH 离子产生的。地面岩石含水，所以常有 OH 存在。前面说到蚀变岩石的两个吸收谱带，它的另一吸收谱带(2.2μm 附近)就是由 OH 离子的振荡引起的。未蚀变岩石无吸收现象，或者极其微弱。

地物吸收太阳辐射能后，将辐射能转化为热能，因而这个过程，也是地物增温的过程。

3. 地物的红外辐射

控制地表地物温度的主要能流是白天太阳的照射和 24 小时内的辐射冷却及对流冷却。太阳照射地面的波段的中心波长为 0.5μm，而地物受照射后，向空间辐射冷却的波段是一个波长比较长、范围比较宽的波段(6～30μm)。这两种能流的交替变换，使地面温度的昼夜变化成为周期性的变化。温度的极大值在中午之后，极小值则在日出之前。

影响地表温度的另一个能流是地热流。它的影响比较小，但比较稳定。

(1)红外辐射与红外发射率

物体受热时增温，释热时降温，物体总是处在既吸热，又释热的动态平衡中。物体通过其表面向外发射电磁辐射能而释热的过程，叫做热辐射。从物体表面发射的热辐射总能量，与物体表面的绝对温度的四次方成正比。辐射波长由最长的红外线、可见光到最短的紫外线。特别幸运的是，前面已经谈到，地物因太阳照射受热，其表面向空间发射辐射能的波段为 6～30μm，是红外辐射，属热红外波段，而大气窗口之一的 8～14μm 波段，刚好位于这个波段的范围之内，这就为热红外遥感提供了可能性。为了对物体辐射热红外的性质进行研究，因而定义某个温度时，物体辐射量与相同温度下黑体辐射量之比为该温

度下物体的红外发射率(Emissivity,以 ε_λ 表示)。物体发射(或吸收)热辐射的速率取决于物体表面的性质。物体的红外发射率,随表面的粗糙度或颜色发暗的程度的增大面增大。好的发射体,同时也就是好的吸收体。涂黑的表面是良好的吸收体,同时也是良好的发射体。黑体吸收入射到它上面的所有辐射能,属完全吸收体,同时也是完全发射体。因而在热红外遥感波段(8～14μm),地物表面的热红外发射率,一般与其结构及物质组成无关,因此,由物体辐射的波长就可以推测出该物体的温度。但热红外遥感系统接收、记录的往往是地物的辐射温度,而不是地物本身的温度。辐射温度(T_{rad})与地物表面温度(T_{skin})之间的关系是:

$$T_{rad} = \varepsilon_\lambda^{1/4} T_{skin} \qquad (6-2)$$

式中:ε_λ 为地物的红外发射率。由于地物的红外发射率随地物表面的色彩和粗糙度而变化,因此表面温度相同的地物,只要表面的色彩和粗糙度不同,它们的辐射温度就可能有很大的差异。

地表昼夜温度的范围是吸收和再发射太阳辐射能的地物物理性质的函数。由于每天太阳能的传输深度只 2～5cm,因此地表温度变化的测量,只能提供厚度有限的地物表层的信息。

(2)地物的热导率与导温系数

我们经常看到,下雪之后,地面上雪的融化速度是不一样的。有的地方融化得快,有的地方融化得慢,结果地面像打补丁似的,这几块有雪,那几块无雪,错落有致。地面雪融化的快慢,取决于地物的表面温度,而地物表面温度,与地物本身的性质或地下埋藏物的性质有关,因此,地面温度的高低或雪融化的快慢,有的是由于地物性质的不同,有的可能是地下有古建筑物(如古墓)的标志。这些现象,都可以用红外扫描或航空摄影记录下来。

影响地表温度的一个重要参数是热导率(thermal conductivity 或 heat conductivity)。所谓某物质的热导率,是指:单位截面、单位长度的物质两端的温差为绝对温度 1 度(1K)时,每秒流过此单位长度物质的热量,以 λ 表示,单位为焦耳/(秒·米·开)[J/(s·m·K)]或瓦特/(米·开)[W/(m·K)]。

这里,我们引入一个对遥感有重要意义的参数——导热系数。在引入之前,不得不提一下大家熟悉的一个参数——比热(specific heat)。某物质的比热,是指:1 千克的物质,温度升高 1K 时所需的热量,以 C 表示,单位为焦耳/(千克·开)[J/(kg·K)]。

当地面空气的温度变化时,地物内部和地物表面空气之间产生温度差。这个温差消除的快慢,取决于输入的热量与改变地物温度所需热量之间的比值:

$$\alpha = \lambda / \rho C \qquad (6-3)$$

式中:α 为地物的导热系数(thermal diffusivity)或温导率(temperature conductivity);ρ 为地物的密度;λ 与 C 相应地为地物的热导率及比热。

导热系数 α 与热导率 λ 显然不同,二者不应混淆。

(3)地物的热惯量

描述地物温度昼夜变化的热反应参数,是地物的一种重要的热物理性质,叫做热惯量(thermal inertia),也叫热接触系数,用 P 表示。均匀物质的热惯量:

$$P = (\rho C \lambda)^{\frac{1}{2}} \qquad (6-4)$$

式中：ρ 为密度(kg/m^3)；C 为比热[$J/(kg\cdot K)$]；λ 为热导率[$W/(m\cdot K)$]

地物的热惯量是与物体的密度、比热及热导率乘积的平方根成正比的。热惯量越大，地物表层温度的昼夜变化越小，反之，表层温度的昼夜变化越大。水体的热惯量最大，所以，它在白天的温度相对地低，而夜间相对地高。

三、微波的传播

前面已经说过，波长范围从 1mm 到 1m 或频率范围 0.3～300GHz 的电磁辐射，叫做微波。根据能量和物理特征的差别，遥感应用的微波又可分为若干波段，包括：Ka(40～26.5GHz，0.75～1.13cm)、K(26.5～18GHz，1.13～1.67cm)、Ku(18～12.5GHz，1.67～2.4cm)、X(12.5～8GHz，2.4～3.75cm)、C(8～4GHz，3.75～7.5cm)、S(4～2GHz，7.5～15cm)、L(2～1GHz，15～30cm)和 P(1～0.3GHz，30～100cm)等波段。

1. 微波的大气窗口

微波在大气中传播时，几乎没有散射，其衰减与波长有关，一般说来，波长越短，衰减越大。大气中的氧和水分子对某些毫米波波段有吸收作用。吸收带之间，有 1.4mm、3.3mm、8mm 等大气窗口，透射率近 99%。波长在 3cm 以上的波段，都可认为是微波的大气窗口。

2. 微波的反射

微波在地物表面的反射率是由地物的电性决定的。地物的介电常数和电导率愈大，反射率愈高。金属导体的反射率几达 100%；岩石、砖和混凝土的反射率也相当高；而岩石的介电常数随含水量的增多而增高，因而岩石的反射率随含水量的增加而线性上升；土壤、木材、植被的反射率都比较低，但随着含水量的增加而升高。树干一般比树叶的反射强，沼泽植物的反射一般比其他植物强。

微波在地物表面的反射，还与地物表面的粗糙度有关。对某个地物来说，微波的波长越短，漫反射越强。波长较长时，地物表面会产生镜面反射。像建筑物表面、飞机场跑道、公路路面等比较平整的地物表面，都容易产生镜面反射。

3. 微波的穿透能力

前面在介绍探地雷达时已经谈到，微波穿透岩石、土壤的能力(即趋肤深度)，是随介质电导率的增大而变小的。在高阻介质中，穿透深度与微波频率无关，但随介电常数的增大而增大；在低阻介质中，穿透深度与介电常数无关，但随微波频率的升高而变小。岩石、土壤的电导率随含水量的增加而增高，因而含水量对微波的穿透深度影响较大。

微波对植被、云层都有一定的穿透能力，因而在植被覆盖区还可能取得植被下地物的信息。

热辐射也包含部分的微波。微波辐射是来自岩、土等地物的内部而不是它们的表面，其深度大致与波长成正比，由此可以了解物质组成随深度的变化以及物质的结构等等。但地面覆盖，如湿土层上覆盖的冰土层，水上覆盖的冰层，地面覆盖的雪层等，能引起干涉

图像，由此可以分辨各种不同性质的覆盖的分布。所有这些，也就是被动微波遥感的依据。

地物对微波的吸收及反射既然与波长有关，所以，不同的信号频率（或波长）可以提供不同的地物信息。例如在丛林地区探测植被覆盖下岩土的性质，就可采用K波段及P波段。K波段(35GHz)记录植被，P波段(0.4GHz)记录植被覆盖下岩土表面的信息。

4. 微波的极化

所谓极化，是指发射的微波脉冲的电场矢量限定在某个平面内振荡。这个平面平行于地面时，称为水平极化；垂直于地面时，称为垂直极化。地物的反射不改变入射脉冲的极化方向的，称为同极化；改变入射脉冲的极化性质的，称为非极化；而这种对脉冲极化性质的改变，称为去极化作用。大部分地物的反射是同极化的，植被和某些岩石的反射是非极化的。由于人工发射的微波脉冲是极化的，因此，用另一天线接收极化方向与发射的微波垂直的反射，就能从雷达图像上剔除去极化作用的地物。这就产生了两种微波遥感方法：一个是垂直发射，水平接收，称VH法；另一个是水平发射，垂直接收，称HV法。

第二节 遥感仪器

为了观测研究从近紫外到微波各种电磁波带来的信息，目前采用的遥感技术系统[19,72]包括以下几个部分：

一、信息收集系统

信息收集系统包括运载工具和传感器。

1. 运载工具

运载工具即装载传感器的运输工具，也叫遥感平台，从高空到地面，有卫星、火箭、气球、飞机、地面遥感车等。

(1)航天平台

航天平台有卫星、火箭及航天飞机，但主要是卫星。

遥感卫星包括侦察卫星、气象卫星和地球资源卫星。侦察卫星主要用于军事，分辨率虽然很高，但图像的几何歪曲较大；气象卫星用于气象观测，对地面的分辨率不高；目前能用于考古的还是地球资源卫星。

地球资源卫星对地面的分辨率较高，离地表距离约900km，与太阳的运行同步，在相邻轨道上观测的图像能相互拼接。卫星遥感由于是从高空观测地面，因此可以得到航空遥感得不到的、大范围内的宏观信息；另一方面，卫星沿轨道飞行，能对地面进行定时的重复观测，从而了解地面状况随时间的变化。

(2)航空平台

航空平台有飞机、直升飞机、遥控模型飞机和气球。气球的工作高度为20～10 000m，适于工作高度变化范围比较大的遥感。遥控模型飞机的工作高度为50～

500m,适于要求工作高度低、危险性较大的作业。直升飞机的工作高度为100～2 000m,适于定时、定点的对地观测。飞机包括小型、中型和高空飞机,工作高度500～20 000m,适于在某个高度上的长距离、大面积观测。能进行航空遥感的飞机应是飞行稳定性好、能保持一定飞行高度、续航时间长、振动小的飞机。

(3)地面平台

地面平台包括地面遥感车和支架。

2. 传感器

传感器是接收电磁波带来的、有关探测目标信息的仪器。根据接收电磁波频带的不同,目前采用的遥感传感器有摄影仪(包括长焦距相机)、多波段摄影仪、摄像仪、多波段扫描仪、近红外扫描仪、热红外扫描仪、侧视雷达,特别是合成孔径侧视雷达等。此外,为了获得地物光谱等方面的资料,还应有光谱仪、光度计、辐射计等仪器。

二、信息传输系统

信息传输系统是指飞行器及卫星与地面之间的信息传输设备。

三、信息接收和处理系统

这个系统也叫做遥感地面系统,它包括:

(1)航天遥感信息的地面接收系统和航空遥感及地面遥感的记录系统;

(2)遥感信息的处理系统,主要指遥感地面接收站对接收到的视频信号预处理的图像处理设备。

第三节　观测方法

考古勘查中采用的遥感观测方法主要有以下几种[19,72]:

一、摄　　影

摄影是最先用于考古的遥感方法,也是目前考古勘查中用得较多的一种遥感方法,主要用于航空遥感。

摄影接收的是0.29～0.9μm波段的可见光及部分近紫外和近红外辐射,采用特殊的感光材料,可接收0.9～1.3μm波段的近红外辐射。可见光遥感虽然有较高的分辨率,但只能在晴朗的白天使用。

摄影在地面、航空和航天遥感中都得到了应用。

(1)地面摄影在考古中用得十分普遍,但为了准确面客观地记录野外现象的三维信息,可采用立体摄影。

(2)航空摄影一般用于大范围的、特别是人迹罕至之处,如沙漠等地的古遗址勘查。

城池、居民点、河道、排灌渠道等古遗址，由于地貌等方面的特征，往往可以从航片上解译出来。航空摄影在我国目前考古中用得比较多，一方面固然是由于大家对摄影比较熟悉，容易进行航空影像的解译；另一方面，更是由于已经有了大量的、用于测绘地形图的航空影像资料，可以、而且也应该充分地发挥它们的作用。特别是一些古遗址，由于人口的增加和工业的发展等种种原因而遭到破坏，现在已很难寻找，但保存至今的旧航片，就可能提供它们原来的面貌。

(3)航天摄影只宜用于大型古遗址的考查。

这里还应特别提及的是多波段摄影。这是根据需要，从地物反射的能谱中选择几个波段，同时观测，分别记录，因而不但可获得更多的地物信息，而且还能提高分辨能力。

二、多波段扫描

多波段扫描与多波段摄影有些类似，是同时用几个不同波段对同一地物进行扫描，以获得与各个波段相对应的信息，从而有利于对探测目标的解译。

多波段扫描涉及紫外、可见光及红外波段。以"陆地卫星"(landsat)上的多波段扫描仪(multispectral scanner，简称 MSS)为例，它在可见光及红外区设置以下几个波段：

(1)MSS4 波段：波长范围为 0.5～0.6μm，处于绿黄光波段。这个波段的光有一定穿透水体的能力，对纯净水体的穿透深度达数十米。在这个波段的图像上，水体一般为浅色调；植物为深色调。

(2)MSS5 波段：波长为 0.6～0.7μm，处于黄红光波段。这个波段的光穿透水体的能力较弱，但能较好地反映水中的泥沙情况。在这个波段的图像上，纯净水体为浅色调；富营养化水体为深色调；植被色调最深；地物黄红光反射差异明显，能反映地面岩土的性质。

(3)MSS6 波段：波长 0.7～0.8μm，处于红光及近红外波段。在这个波段的图像上，水体为深色调；植被为浅色调。

(4)MSS7 波段：波长 0.8～1.1μm，处于近红外波段。在这个波段的图像上，水体因吸收近红外辐射强烈而显示为黑色，其边界异常清晰，而湿地显示为深色调；植被反射率高，一般为浅色调，但不同状况的植被有不同的反射率，因而色调差别较大；也正因为植被反射率高，使植被覆盖区的地形起伏反映明显。

(5)MSS8 波段：波长 10.2～12.6μm，是热红外波段，它的特性，将在下面介绍。改进型的多波段扫描仪叫做专题测绘仪(Thematic Mapper，简称 TM)，对 MSS 的波段作了合理的调整。设置了 7 个波段：TM1 波段的波长为 0.45～0.52μm，主要处于蓝光波段，是在 MSS 的波段之外新增的波段，用于研究水体；将 MSS4、5、6、7 波段中波长从 0.52μm 到 0.90μm 的波段分为 TM2(0.52～0.60μm)、TM3(0.63～0.69μm)和 TM4(0.76～0.90μm)三个波段；MSS 的热红外波段依旧保持，另外新增了两个近红外波段，波长分别为 1.55～1.75μm 和 2.08～2.35μm。这样，专题测绘仪 TM 不但能获得比多波段扫描仪多得多的信息，而且灵敏度也提高了。

多波段扫描，在航空遥感中也同样采用。一般说来，航天遥感的空间分辨率不及航空遥感，但航天遥感有其优越性，一是某些只能在大范围里看到的信息，它能一览无余的显示出来，二是它已经积累了大量的、不同时间的资料，包含大量的、极其宝贵的信息，在进

行一项新的考古工作时，是应该和必须充分加以利用的。

三、红外扫描

热红外辐射是由热红外扫描仪接收的，记录辐射能的波段是 8～14μm。热红外扫描仪往往将这个波段分成几个独立通道分别记录，所以也叫做热红外多波段扫描仪。地物在热红外图像上显示的亮度，取决于它的辐射温度。地物愈热，它的亮度愈亮。辐射温度大多取决于物质的化学组成、颗粒大小、表面粗糙度和热学性质。热红外记录的时间，是白天还是夜间，是一年之中的哪个季度，也是影响地物表面温度的重要因素。特别是当近地表物质是水或含水分时，由于水与岩土有不同的热惯量，并能作为热异常而出现，因此记录的时间，更显得重要。遗址或古墓可能显示出热异常，因此，红外图像可以用来探测这类目标。

航天遥感的空间分辨率比较低，所以在考古勘查中，多采用航空或地面热红外遥感。

四、微波遥感

微波遥感既可采用主动遥感，也可采用被动遥感。雷达就是主动遥感，它自己发射微波，自己接收反射的微波。被动微波遥感接收的是自然辐射的微波。

微波遥感有很多好处，首先就是它的穿透能力较强，可以透过云层和厚密的植被，获取在它们掩盖之下相当细致的地物信息；其次，就是微波遥感是全天候的，不受天气及昼夜的限制。

考古勘查可以采用侧视雷达。

1. 侧视雷达的概念

侧视雷达(side-looking radar 或 side-looking airborne radar，简称 SLR 或 SLAR)是因它的天线面向飞行器的一侧而得名。侧视雷达垂直于飞行路线向地面发射微波脉冲，地物的反射脉冲按距离的远近，依次被雷达接收，而形成垂直于飞行方向的条带状地物微波反射图像。随着飞行器的继续飞行，将获得的一条条地物微波反射图像拼接起来，就构成一幅微波遥感图像。

2. 侧视雷达的分辨率

侧视雷达有两方面的分辨率：

(1)距离分辨率

距离分辨率(range resolution，以 R_r 表示)指的是雷达在垂直飞行方向(天线方向)上分辨相隔很近的两个回波的能力，也就是相邻很近的两个目标能被鉴别的最小距离，理论上等于电磁波在脉冲宽度(即脉冲持续时间，以 τ 表示)的一半的时间里传播的距离。如图 6-2 所示，O 为机载侧视雷达的位置；A、B、C 为地面目标。侧视雷达在地面的距离分辨率

$$R_r = c\tau/2\cos\theta \qquad (6-5)$$

式中：c 为电磁波速度；θ 为天线至目标的俯角。

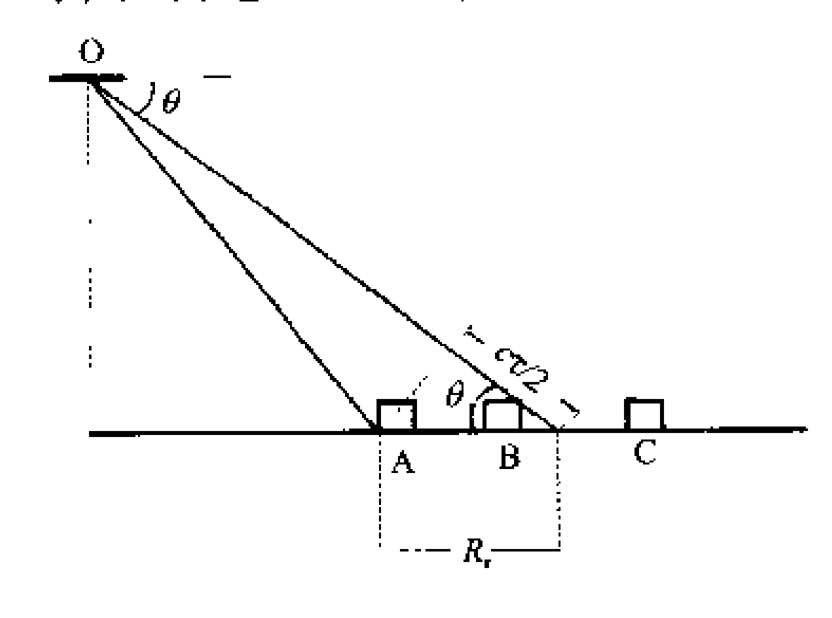


图 6-2　距离分辨率示意图

由图可见，目标 A、B 是不可分辨的，而目标 A、C 才能分辨。同时，由(6-5)式可知，要提高距离分辨率，就应缩小脉冲宽度，但缩小了脉冲宽度，又会减小脉冲的能量，从而可能难以分辨回波的信息。

(2)方位分辨率

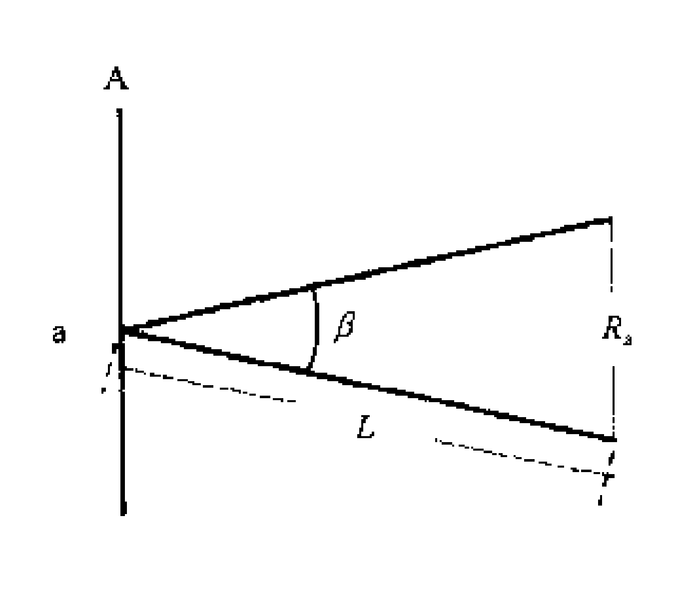
方位分辨率(R_α)指的是垂直于侧视雷达发射波束方向的分辨力，即沿航向分辨率。图 6-3a为波束在地面的投影，直线 A 为航迹，L 为雷达至目标的距离，以米为单位；β 为雷达天线的波束宽度，以弧度表示，于是雷达的方位分辨率：

$$R_\alpha = L\beta$$

由于 $\beta \approx \lambda / \mathrm{D}$，因此

$$R_\alpha \approx L\lambda / D \tag{6-6}$$

式中：D 为天线孔径，即侧视雷达的天线长度；λ 为波长；R_α是雷达的方位分辨率，以米为单位。由图可见，当两个目标之间的距离大于或等于 R_α时，这两个目标就是可以分辨的。



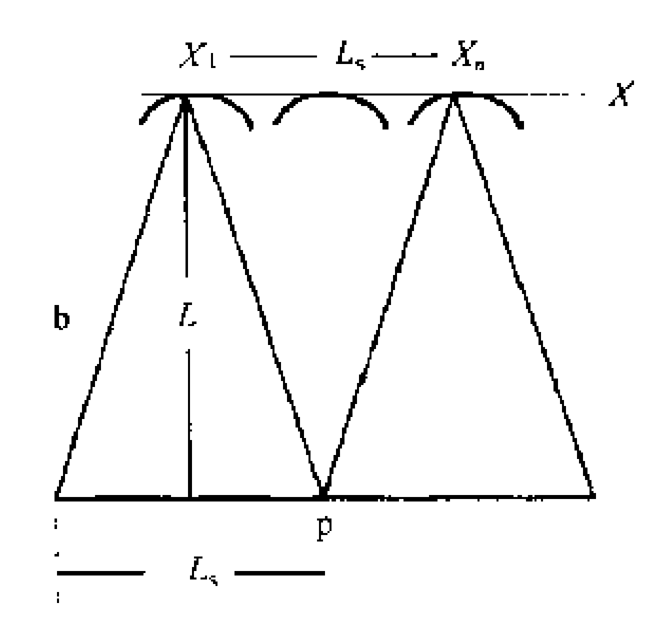


图 6-3　方位分辨率示意图

3. 合成孔径雷达

由(6-6)式可见，当 L 与 λ 被选定之后，雷达的方位分辨率取决于天线的孔径 D。天线孔径越大，方位分辨率越高。因此，想要提高雷达的方位分辨率，就要加大天线孔径。但天线的孔径，实际上不可能做得太大。为了解决这方面的问题，后来发明了合成孔径雷达。

合成孔径雷达(synthetic aperture radar，简称 SAR)是利用与目标作相对运动的小孔径天线，通过信号处理以获得高方位分辨率的相干成像雷达，或称综合孔径雷达。

图 6-3a 是一个孔径为 D 的天线发射的波束宽度。假如我们令飞机沿航线 X 作等速直线飞行，航线与地面目标 P 的垂直距离为 L(图 6-3b)。机上雷达天线每隔一定时

间间隔向地面发射脉冲，从 X_1 点开始照射目标 P，并依次接收从目标反射来的回波，按顺序存储到存储器，直到 X_n 点为止。然后处理这些信号，就好像是用一个长度从 X_1 到 X_n 的大天线接收的一样。于是，X_1 到 X_n 的长度 L_s 就是这个大天线的长度，称为雷达天线的合成孔径长度，且 $L_s = L \cdot \lambda / D$。但这时天线接收的各个回波之间的相位差，是脉冲从发射到接收在传播路程上往返的双程差引起的，所以在计算分辨率时，合成孔径天线的有效孔径长度应是 $2L_s$。同时，由于 L_s 相当长，从目标到达天线的回波波前是球面，因而必须对每个回波信号加权，使各个回波信号相位相同，然后相加。这与光学聚焦相似，因此，人们将相位加权的合成孔径雷达称为聚焦型合成孔径雷达。其方位分辨率：

$$R_s = \lambda L / 2L_s = D/2 \qquad (6-7)$$

由上式可见，合成孔径雷达的方位分辨率与距离无关，仅由实际天线的孔径 D 决定。实际天线的孔径 D 愈小，方位分辨率愈高。

假如对回波信号不加权，即假定回波波前是平面的，则这种合成孔径雷达称为非聚焦型合成孔径雷达。其有效合成孔径长度为：

$$L_s' = (\lambda L)^{\frac{1}{2}} \qquad (6-8)$$

而其理论上可能达到的最佳方位分辨率则为：

$$R_s' = \lambda L / 2L_s' = (\lambda L)^{\frac{1}{2}} / 2 \qquad (6-9)$$

由(6-6)、(6-7)、(6-9)三式可见：

$$R_s < R_s' < R_a \qquad (6-10)$$

即聚焦型合成孔径雷达的方位分辨率比非聚焦型高得多，而非聚焦型的分辨率又比非合成孔径雷达高。

4. 雷达成像

(1)入射角与地物反射回波的关系

地物反射回波的图像记录受雷达及地物两方面的影响。雷达本身的影响包括雷达信号的频率、极化和入射角；地物的影响包括地物的物质组成、含水量、表面粗糙度以及某些情况下温度的影响。雷达信号的频率与地物对反射回波的影响，前面在谈微波的大气窗口、微波的反射和穿透能力时，已经介绍过，这里只谈谈微波入射角对地物反射的影响。

微波入射角对地物反射主要有两方面的影响：

首先，当微波入射角为零，即微波入射方向垂直地物表面时，反射的能量最大。如地物表面相对于入射的微波波长为镜面，则入射角为零时，地物反射最强；如入射角不为零，则雷达接收不到地物表面的镜面反射，地物在遥感图像上为“黑区”。如地物表面的反射为漫反射，则反射的强度随入射角的增大而减小。

其次，当入射角不为零时，由于突出地面的地物（如山岭之类）挡住微波的入射，在地物的背面出现雷达波束照射不到的区域，即所谓雷达阴影或雷达盲区。雷达盲区在遥感图像上为黑色。盲区的宽度与入射角或俯角（雷达波束入射到地面某点时，该点到雷达的连线与飞行器飞行平面之间的夹角，称为俯角。它与入射角互为余角）有关。入射角越大（或俯角越小），盲区越大。

(2)角反射

几个方向不同的镜面反射面，还可以组成角反射体。微波可能在这几个镜面上辗转反射，即角反射，最后被雷达接收。由两个镜面组成的角反射体，叫做两面反射体，多个镜面的类推。由于角反射，一些建筑物的表面即使不垂直于微波的入射方向，雷达仍然有可能接收到来自这些建筑物的强回波。

(3)斜距图像与像点位移

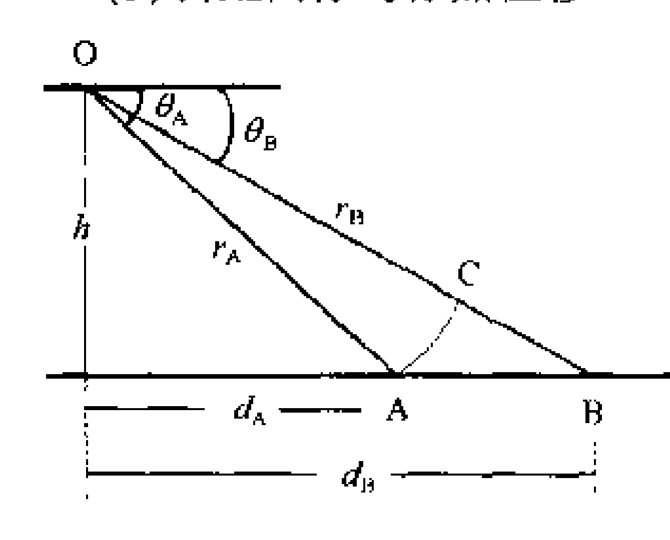


图 6-4 斜距图像示意图

雷达图像在航迹方向是正射投影，而在垂直航迹方向是弧线投影，从而在雷达至目标的射向上产生斜距图像，如图 6-4 所示。

图中，令 O 为雷达；它在地面以上的高度为 h；AB 为地面微小目标；雷达与该目标两端 A、B 的斜距，即沿雷达射向的距离分别为 r_A、r_B；俯角为 θ_A、θ_B；雷达与目标两端的水平距离分别为 d_A、d_B，则：

$$h = r_A\sin\theta_A = r_B\sin\theta_B$$

$$d_A = r_A\cos\theta_A \quad d_B = r_B\cos\theta_B \qquad (6-11)$$

以 O 为圆心，以 r_A为半径作弧，与 OB 相交于 C，于是，目标 AB 在 OB 上的弧线投影 CB，称为 AB 的斜距图像。由于 AB 很小，因此弧 AC 近似于 A 至 OB 的垂线 AC，从而

$$CB = AB\cos\theta_B \qquad (6-12)$$

当 AB 固定时，斜距图像 CB 仅与俯角 θ_B有关。俯角越大，也就是目标离雷达越近，斜距图像比例尺压缩得越厉害。由此也可以看到，斜距图像比例尺的压缩与飞机飞行高度无关。

地面上任何一点在雷达图像上都有一个相应的像点，而斜距图像又是由弧线投影产生的，因此，地形起伏将使像点出现位移。如图 6-5 所示，球面波前同时到达山顶 B 和地面上的 A 点，由这两点返回的脉冲同时到达接收器，在图像上记录为同一像点。这种 B 点的像点由 B 到 A 的高度的位移，叫做斜距图像的像点位移。像点位移是倾向航迹一侧的，位移的大小随俯角而变化，俯角越大，位移越大。由于像点位移，面向雷达的长山坡 CD 在图像上被压缩成 ED，叫做透视收缩。而当地物顶部 H 的回波 H 早于地物底部 G 的回波 K 到达接收器时，出现远处(地物顶部 H)的像点 H 与近处(地物底部 G)的像点 K 反向的现象，叫做叠掩，从而造成面向雷达的山坡的解译困难。

(4)图像测量

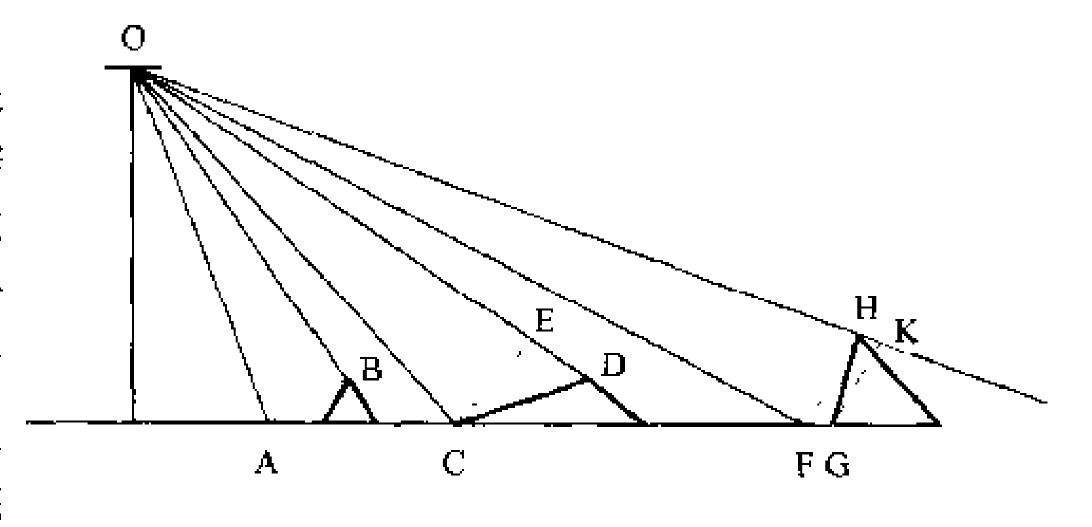


图 6-5 像点位移及有关现象示意图

地面上的一点在雷达图像上是一个光点。光点的大小就是可分辨像元。在作雷达图像的测量和计算前，应先进行光点尺寸的补偿。对于无回波区或阴影的长度，必须在图像上测得的数据中，加上光点尺寸，才等于实际长度；对于比背景亮的地物，必须从图像测得的数据中，

减去光点的尺寸，才是地物真正的尺寸。

雷达图像上可进行地物距离及高度测量。

①地物距离测量

雷达图像上沿航迹方向的像点没有位移，故按图像比例尺沿航迹测量的地物距离，是地物的真实距离。

雷达图像上沿航迹的比例尺与垂直航迹方向的比例尺相同，但前者是地面地物真实距离的比例尺，后者不是地物真实距离的比例尺，而是斜距的比例尺。

垂直于航迹方向的地物在地面的实际距离可由(6-12)式求得。若令式中的 AB 为 1 单位长度，则斜距 CB 在数值上等于 $\cos\theta_B$，由此可作出图表，供计算使用。

在图 6-4 中，如地物 A、B 离航迹较远，或离航迹虽近，但 A、B 之间的距离不太长的话，三角形 ACB 仍可近似地看作直角三角形，于是地物之间的距离 AB(以 d 表示)可通过三角函数近似地由斜距 CB(以 r 表示)，求得：

$$d = r \cdot r_B / d_B \qquad (6-13)$$

②地物高度测量

地物高度可由雷达阴影的长度求得。如图 6-6 所示，H 为航高，FC 为山高(以 h 表示)，OD 为雷达至阴影终端的斜距(以 r_D 表示)，FD 为图像上阴影长度(以 s 表示)，则山高：

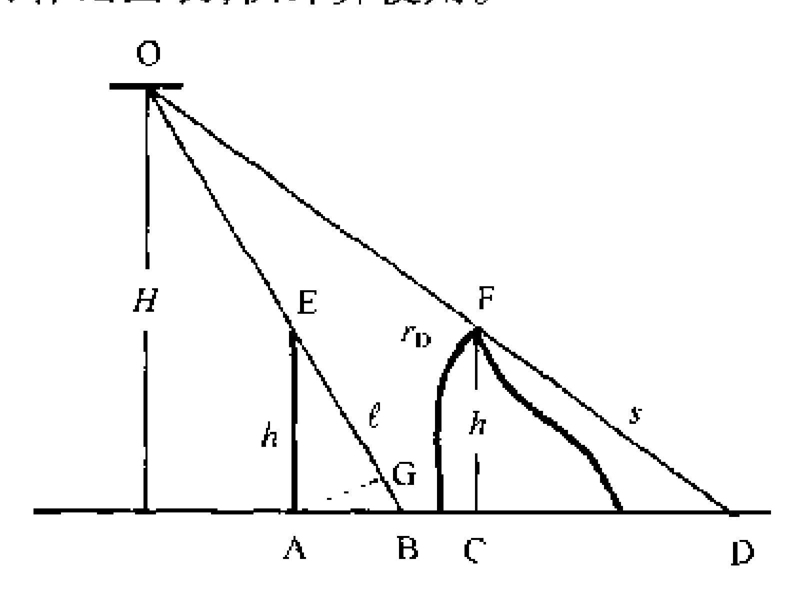


图 6-6　地物高度测量示意图

$$h = s \cdot H / r_D \qquad (6-14)$$

对于有垂直面的建筑物 EA，也可由像点叠掩求地物高度。如上图，令 OB 以 r_B表示，像点叠掩以 l 表示，于是，建筑物 EA 的高度

$$h = l \cdot r_B / H \qquad (6-15)$$

更精确的地物高度可由雷达立体测量求得。

如图 6-7 所示，设有一高为 h 的地物 CD，在这个地物同一侧的两条航线上，得到这个地物的两张图像(称为像对)。一张图像的雷达至地物阴影终端的斜距为 OB(以 r 表示)，俯角为 θ，像点叠掩为 l；另一图像的雷达至地物阴影终端的斜距为 GA(以 R 表示)，俯角为 ϕ，像点叠掩为 L；飞机的飞行高度都是 H，则由(6-15)式可得两个类似的关系式：

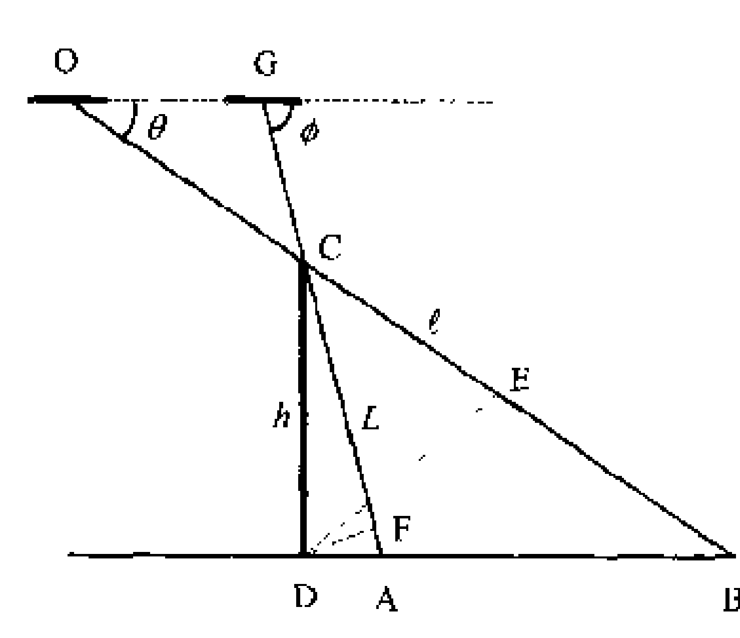


图 6-7　用同侧成像像对计算地物高度示意图

$$l/h = H/r = \sin\theta$$

$$L/h = H/R = \sin\phi$$

二式相减，得：

$$h = (L - l)/(\sin\phi - \sin\theta)$$

第四节　遥感资料处理

遥感资料处理[19,72]是遥感资料能否满足使用者的要求，提供使用者需要的信息的重要过程。

一、遥感资料处理的阶段

遥感资料处理可分两个阶段：

1、遥感资料预处理：这是遥感资料采集单位为方便用户使用而进行的遥感资料处理，即将接收到的遥感资料处理成用户能够应用的磁带、胶片或图像。

2、专题处理：这是用户为达到自己的目标而进行的资料处理。

二、遥感图像的处理方法

遥感图像的处理方法，大体分为两类：光学处理和计算机处理。目前用得最多的是计算机处理。

计算机处理时，将图像分成许多按行列排列的小单元。每个小单元叫做像元。每个像元为一个数字，表示图像所反映的物理量在该像元处的数值。这样，一幅图像就成了由这些数值构成的矩阵，可以进行各种运算处理。

图像处理有以下几方面的内容：

1. 图像恢复

这项工作一般是遥感资料采集单位做的，包括各种校正，如辐射校正、大气校正、几何校正等。

2. 图像增强

图像增强的目的，是针对任务的需要，压制图像上可构成干扰的信息，增强或提取图像上的有用信息。增强的方法有：

(1)彩色增强

由于人类分辨色彩的能力高于分辨黑白灰度的能力，因此，在图像增强时，往往用醒目的色彩来反映有用的信息。具体的增强方法有以下几种：

①彩色合成

这是通常采用的彩色增强方法，即将同一地区的几幅不同波段的图像赋予不同的颜色，一般取红、绿、蓝三色，用计算机合成法(也可采用光学投影法、染印法)将它们叠合，构成一幅彩色图像。这样，黑白图像就成了彩色图像。但这些色彩往往不是地物的真正色彩，所以称为假彩色合成。

②彩色密度分割

图像中黑白灰度的变化也可用色彩的变化来表示，称为彩色密度分割。

(2)反差增强

反差增强是将图像上我们感兴趣的灰度范围的灰度差值扩展或拉伸，所以也称为反差扩展或灰度拉伸。相应地，也就将我们不感兴趣的灰度范围的灰度差压缩，以利于进一步的解译。

(3)滤波增强

滤波增强是在处理图像上某个像元时，还顾及该像元与周围像元的关系，即考虑像元间波谱的连续性。利用滤波增强可以使我们需要的地物轮廓更加清晰。

滤波增强方法有空间域滤波和时间域滤波。

(4)代数运算增强

这是一种多波段单点运算的图像处理方法，即向计算机输入二幅以上相互匹配的图像，并将对应像元的灰度值逐个进行规定的四则运算，从而获得新的图像。

几幅相互匹配的图像上相应像元灰度值的四则运算，各有各的用处：

图像相加，可以压制图像上的随机噪音，增强我们需要的信息；

图像相减，可从模糊的景物中显露某些有用的信息，而不同时间的同一景物的图像相减，还可了解景物的动态变化；

图像相乘，可以增强图像的轮廓；

图像相除，可以消除某些因素的影响，突出所需的信息，例如：

①压缩或消除光照条件的影响。影响光照条件的因素比较多，如阴影、太阳高度角的变化、大气散射等，都使地物的亮度产生差异。图像相除，就能压制或消除光照条件的影响。

②利用地物的波谱特性，把所需的地物较清晰地显示出来。

图像相除的处理方法，也叫做比值处理，因而得到的图像，叫做比值图像。

(5)主成分分析

主成分分析的目的是压缩多波段图像上重复的信息，突出有用的信息。方法是对多波段图像进行 KL 变换。

3. 图像分类

图像分类，是用统计的方法，提取图像中有相似特征(如灰度或灰度比值)的地物，即提取有相似波谱特征的像元，起到自动识别目标的作用。

图像识别分类有两种：

一种叫做监督分类，即所研究的地物的某些物理量应是已知的，由已知去识别未知。这种图像识别分类法又叫训练场地法，采用的方法有模式识别、判别分析、最小距离分类、最大似然率分析等。

一种叫做非监督分类，即没有已知资料，或有的只是一些不完整的资料。这种分类方法在开始工作时，就确定一些变量，并采用适当的方法进行统计分析，输出图像。在不满意的情况下，改变变量的设定和统计方法，直到取得满意的图像时为止。非监督分类采用的方法有回归分析、趋势分析和集群分析等。

遥感在考古中应用得相当成功而普遍，原始图像经过数据处理往往可将原来模糊的信息清晰地显示出来，法国夏太内瑟塞纳(Chatenay-sur-Seine)的铁器时代田野遗迹遥感

图像的处理，就是一个很好的实例[68]。

夏太内瑟塞纳位于法国塞纳河边。这里的铁器时代农田，早已被泥土覆盖，20 世纪 80 年代初，法国人在这里作了航空红外扫描，工作波长为 10.5μm，如图 6-8 所示。图 6-8 上图为红外扫描的原始图像，图 6-8 下图为经过数字滤波处理后的图像。由图可见，后者反映的铁器时代农田比前者清晰得多。

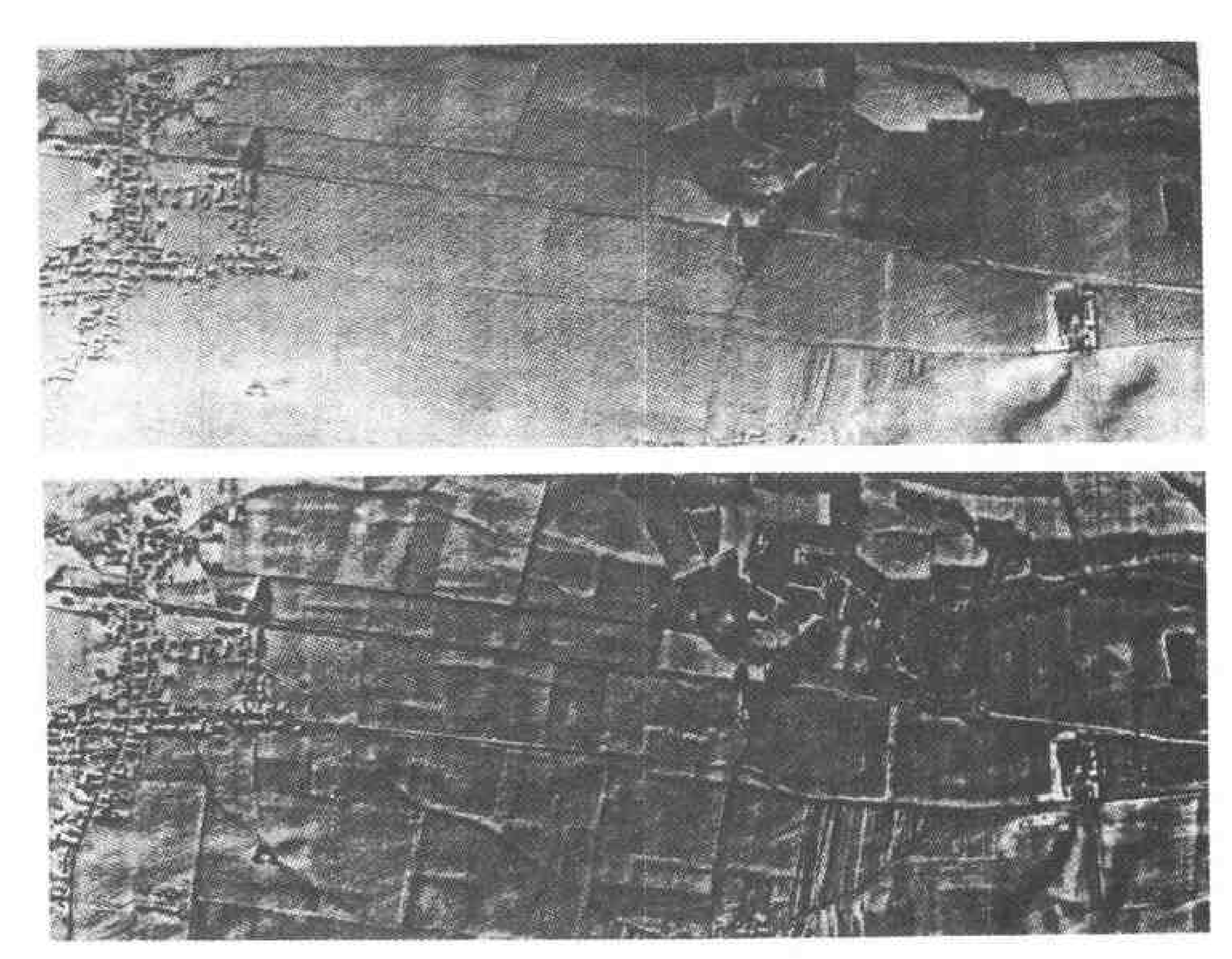


图 6-8 夏太内瑟塞纳红外扫描图像
(引自 Ulrich Leute, 1987)

第七章　地球化学勘查

地球化学是研究地球的化学元素及其同位素的相对丰度、分布和迁移的科学。由于它在矿产资源勘查中的有效应用,形成了它的一门分支学科——地球化学勘查,简称化探。

地球化学勘查几乎从它诞生之日起,就与地球物理结下了不解之缘,而且这方面的工作,长期以来,就是地球物理勘查部门工作的组成部分,二者密不可分。因此,本书在介绍地球物理方法的同时,也以适当篇幅,介绍地球化学勘查方法在考古勘查中的应用。

地球化学勘查是根据勘查目标的主要元素或其伴生矿物的主要元素,在某个地区有限范围内的岩石、土壤、水、空气、植物等介质中的丰度,比周围地区高或低,即所谓地球化学异常来寻找勘查目标的。因此,地球化学勘查又可分为岩石地球化学、土壤地球化学、水文地球化学、水系沉积物地球化学、气体地球化学、生物地球化学勘查等分支。但有时也可用某个元素来表示地球化学勘查方法,如汞的地球化学勘查,或称汞法勘查,就是这类的勘查方法。在考古勘查中,各种地球化学勘查方法,原则上都可找到它的应用领域,但目前用得最多的是汞法勘查,所以下面主要介绍这个方法[42,48]。

第一节　理论基础

汞,俗称水银。早在数千年前,人类就已经认识和利用汞及汞的化合物了。在公元前7 000～5 000年我国仰韶文化时期一些遗物上,曾发现涂朱现象。朱,就是朱砂,又称丹砂或辰砂,即硫化汞(HgS),是汞的主要矿物,当时主要用作颜料和染料。后来出现了漆器,朱砂又是调制朱色漆的原料。在炼丹术和医药中,朱砂都起了重要的作用。尤其是古代帝王、贵族死后,为了保持尸体不腐,又采用汞及其化合物朱砂作为防腐剂。除此之外,据《史记》记载,秦始皇墓内还"以水银为百川江河大海,机相灌输,上具天文,下具地理"。由此可见,当时汞及汞的化合物的用途之广和用量之大了。也正因为如此,古遗址和墓葬中往往都有汞或汞的化合物存在,这就造成遗址及墓葬上的汞量比周围地带高的现象,即所谓汞异常,从而为用汞的地球化学勘查方法寻找遗址和墓葬,提供了物质前提。

在做进一步的介绍之前,先说明几种常用的汞含量单位:

岩石和土壤中的汞浓度采用十亿分率(10^{-9})和百万分率(10^{-6});

水及液体中的汞浓度单位采用纳克／升(ng/L);

大气和壤中气的汞浓度单位采用纳克／米^3(ng／m^3)或皮克／升(pg／L),1ng/m^3 = 1pg/L。

汞在自然界的分布相当广。岩石、土壤、水、空气、动、植物中,都可找到它的踪迹。岩石中以沉积岩及沉积变质岩,特别是含碳的岩石的含汞量最高,如页岩,汞的平均含量为 0.4×10^{-6},比其他岩石的平均含量,几乎高了一个量级;土壤的汞含量一般为 30×10^{-9}～$81\times$

10^{-9};河水、湖水的汞含量平均为0.03×10^{-9};大气的汞含量约为0.2～1pg/L;植物中的汞来自土壤,松树、杉树的汞含量约20×10^{-9};鱼类的汞含量较高,如鲟鱼可达18×10^{-8}。

汞在常温下是银白色的液态金属,熔点为-38.9℃,沸点356.6℃,常温时蒸发,蒸发速度1.43ng/(m^3·min)(10℃)。汞的化合物(如辰砂)的热稳定性也比较差,常温下也可能升华或蒸发。汞与尸体或其他有机物中的甲基团、苯基团、甲氧基团结合,可以形成有机汞化合物;研究发现,微生物可使无机汞转化为甲基汞,某些生物还能使各种形式的汞化合物甲基化。汞有非常高的穿透物质的本领。汞蒸气不但对密封容器有强大的穿透力,而且能从地下深处穿透岩层、土壤、水层、冰层及混凝土而到达地表。在穿透的过程中,汞蒸气会被介质吸附。不同物质对饱和汞蒸气的吸附能力相差很大。炭粉的吸附能力很强,达其原始汞含量的百万倍;黄土、煤、有机肥等的吸附能力也相当高。吸附的方式可能是物理性质的,也可能是化学性质的。物理吸附是吸附介质与汞不起化学作用,如炭对汞的吸附;而化学吸附是汞与介质起化学作用形成汞的化合物,如汞与金作用生成金汞齐。这正是用汞的地球化学勘查方法寻找古墓、遗址等的理论依据。

第二节　汞的分析测试技术

一、测试技术种类

痕量汞的分析测试技术较多。每种技术所能测量出来的汞含量的下限,叫做该技术的检出限。目前汞的分析测试技术可分四种:

(1)比色分析法:这是一种经典方法,检出限在1×10^{-6}以上。

(2)光谱分析法:是半定量方法,检出限也在1×10^{-6}以上,但工作效率高。

(3)原子荧光法:检出限达10^{-10}～10^{-12},适于实验室分析。由于样品需经化学处理,因此不能用作壤中气汞及汞热释谱测量。

(4)原子吸收法:是通过样品中的气态汞对紫外线的吸收程度来测定样品(包括壤中气汞和大气中的汞)中的汞含量,还可测量汞热释谱。检出限达10^{-11}。

二、塞曼效应(Zeeman effect)与塞曼测汞仪

原子吸收法是目前汞的地球化学勘查中广泛使用的一种方法,而塞曼测汞仪则是原子吸收法中使用的一种仪器,所以,下面简要地介绍一下这个仪器及其所依据的原理。

(1)塞曼效应

塞曼效应是荷兰物理学家塞曼(P. Zeeman)发现的。他于1896年首先观测到强磁极间火焰中钠的黄色D线增宽的现象,后来发现,增宽现象实质上是强磁场中的光源辐射的谱线发生分裂的结果。这个现象,就叫做塞曼效应。

(2)塞曼测汞仪

最简单的用于原子吸收法的测汞仪是单光束原子吸收型测汞仪,其工作原理如图7-1所示。汞灯S辐射强度为I_0、波长为2537×10^{-10}m紫外线。紫外线通过置放待测样品的吸收室B。由于吸收室中汞原子对紫外线的吸收,透射光强度减弱到I,由检测器D(光

电倍增管)接收,信号最后被记录器 R 记录。透射光的衰减程度与吸收室中汞的浓度 C 和吸收室长度 L 成正比,并服从比耳定律,即:

$$I = I_0 e^{-k_0 CL} \tag{7-1}$$

式中:k_0 为吸收系数。

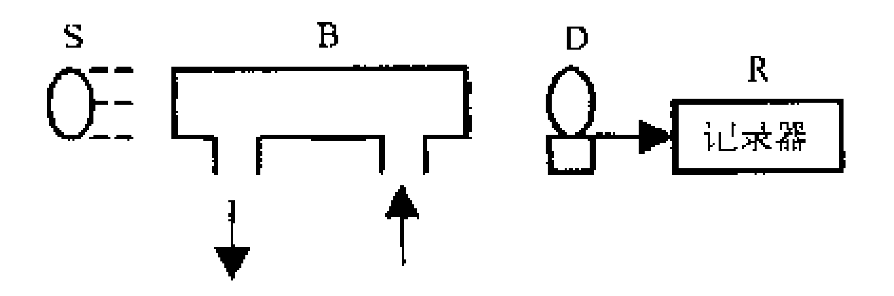


图 7-1 单光束原子吸收型测汞仪原理示意图

由(7-1)式得汞原子浓度:

$$C = \frac{1}{k_0 L} \ln \frac{I_0}{I} - \frac{2.303}{k_0 L} \lg \frac{I_0}{I}$$

当 L 不变时,上式可改写为:

$$C = k \cdot A \tag{7-2}$$

式中:$k = 2.303/k_0 L$;$A = \lg \frac{1}{T}$;$T = I/I_0$

A 为吸光度;T 为透过率。

由(7-2)式可见,吸收室中的汞原子浓度 C 与吸光度 A 成正比。

当被测样品的浓度较低时,单光束原子吸收型测汞仪的测定容易受到二氧化碳和水汽等的干扰。为了解决这个问题,就必须找到另一种辐射作为参比辐射,与波长为 253.7nm的光辐射进行对比。为此,这个参比辐射需具备以下的性能,即它既不能被汞原子吸收,而干扰物质对它的吸收程度又必须与汞原子吸收波长(253.7nm)的吸收效果等效。由塞曼效应分裂出来的谱线刚好满足了参比辐射这方面的要求。

塞曼原子吸收测汞仪的工作原理如图 7-2 所示。

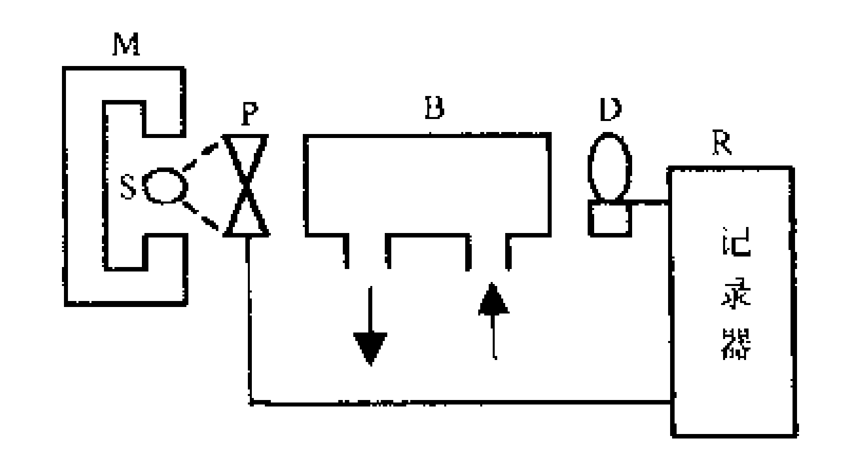


图 7-2 塞曼测汞仪原理示意图

M 为永久磁铁,S 为强磁场中的汞灯。汞灯发出的波长为 253.7nm 的紫外线被分裂成三组:中间的主体组分(253.7nm)叫做 π 组分;在 π 组分的两侧还对称地产生两组谱线,称为 σ^+ 组分和 σ^- 组分(波长 253.7nm ± 0.006 nm)。利用旋转的紫外偏光片 P,将 π 组分与 σ 组分在时间上进行调制,进一步分离成 π 光束(信号光束)和 σ 光束(参比光束)。π 组分就像未分裂前的谱线(253.7nm)一样,用作测定样品中汞浓度的分析辐射,受到吸

收室 B 中汞原子的吸收；σ 组分的波长(253.7nm ± 0.006 nm)既在被吸收谱线范围之外，又很接近被吸收谱线的中心波长，能比较确切地反映被吸收谱线中心处所受干扰吸收的程度，因此作为参比辐射来监测背景或干扰吸收。

根据比尔定律，信号光束(π)和参比光束(σ)透过吸收介质后的强度 I 与介质浓度 C 的关系为：

$$I_{\pi}=I_{\pi 0}e^{(-k_{\pi}C_{Hg}L-k'_{\pi}C_{BG}L)} \quad (7-3)$$

$$I_{\sigma}=I_{\sigma 0}e^{(-k_{\sigma}C_{Hg}L-k'_{\sigma}C_{HG}L)} \quad (7-4)$$

式中：I_{π} 为信号光束 π 通过吸收介质后的透射光强度；I_{σ} 为参比光束 σ 通过吸收介质后的透射光强度；$I_{\pi 0}$为信号光束 π 入射光强度；$I_{\sigma 0}$为参比光束 σ 入射光强度；k_{π} 为汞原子对 π 光束的吸收系数；k'_{π} 为干扰物对 π 光束的吸收系数；k_{σ} 为汞原子对 σ 光束的吸收系数；k'_{σ}为干扰物对 σ 光束吸收系数；C_{Hg}为汞原子在吸收室内的浓度；C_{BG}为干扰物在吸收室内的浓度；L 为吸收介质长度。

将(7-3)、(7-4)式分别取自然对数后相减，并考虑到信号光束与参比光束的波长相差极小，可认为 $k'_{\pi}\approx k'_{\sigma}$，而汞对参比光束 σ 吸收接近于零，即 $k_{\sigma}\approx 0$，故可得：

$$\ln\frac{I_{\sigma}}{I_{\pi}}=k_{\pi}C_{Hg}L \quad (7-5)$$

式中：L、k_{π} 为常数，故塞曼测汞仪吸收室里 π 组分的吸光度仅与室里的汞浓度成正比，与干扰物的浓度无关，这就是塞曼测汞仪能排除干扰的原因。

第三节　测量方法

针对不同的勘查对象，汞的地球化学勘查有多种勘查方法。古遗址和古墓一般处于土壤内或地面有土壤覆盖，因此壤中气汞及土壤汞量测量是考古勘查常用的方法。但富汞的地层、岩石、矿藏、地热等多种因素，都可成为考古勘查的干扰，这就必须弄清汞异常的性质，因面又必须借重汞热释谱测量。下面就介绍壤中气汞量测量、土壤汞量测量和汞热释谱测量方法。

一、壤中气汞量测量

遗址及古墓中的汞蒸气上升到地面土壤中，在土壤孔隙中保存下来，形成遗址或古墓上土壤中的汞蒸气异常，称为壤中气汞异常。

一般情况下，壤中气汞的浓度都比较低，而且干扰的因素比较多，因此，采样问题就成了测量成败的关键。目前采用的金汞齐采样技术是行之有效的一项壤中气汞采样技术。

(1)采样与采样设备

采样设备包括锥形螺纹采样器 A、除尘过滤器 B、硅胶管 C、金丝捕汞管 D 和大气采样器(或抽气筒)E，如图 7-3 所示。

采样时，在采样点位上用钢钎打一深约半米的小孔，将锥形螺纹采样器拧入孔内；用大气采样器或抽气筒抽取孔里的汞蒸气；汞蒸气由锥形螺纹采样器，经过除尘过滤器除去

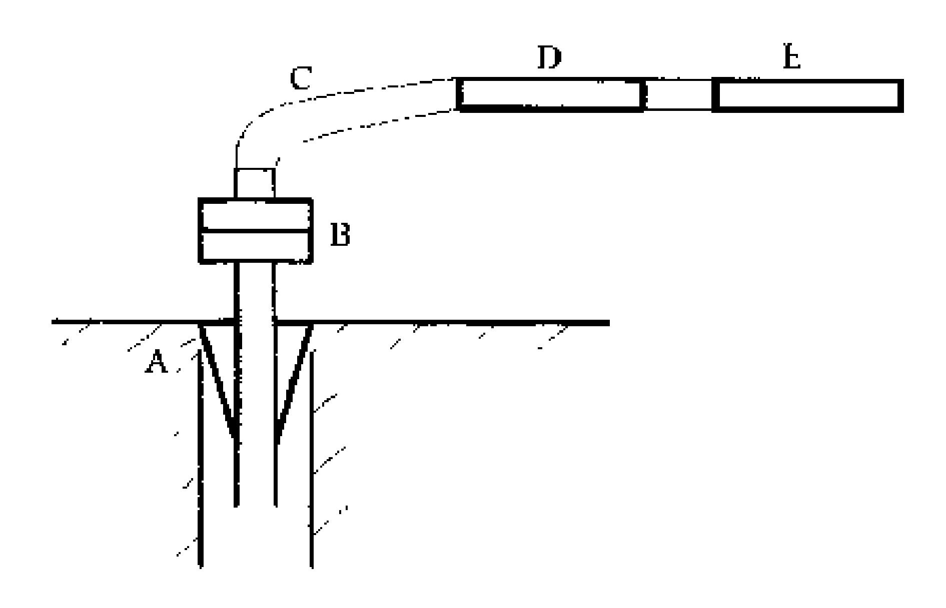


图 7-3　壤中气汞采样示意图

尘埃等杂质后，由硅胶管导入金丝捕汞管。

金丝捕汞管是一个里面嵌着金丝的普通玻璃管或石英管。金丝与汞蒸气化合形成金汞齐，从而达到捕集汞蒸气的目的。

在实验室内，将金汞齐加热，放出汞蒸气，就可进行壤中气汞量测量。

(2)影响壤中气汞量测量的因素

影响壤中气汞量测量的有两个方面的因素：

一是气象方面的因素。实践表明，汞蒸气浓度与气压有密切的关系，气压高，浓度下降，气压低，浓度升高；降雨可使壤中气汞含量下降；土壤温度上升，又可使壤中气汞含量增高；刮风也是一个重要影响因素，风太大，可使壤中气汞下降，以至消失，因此，壤中气汞采样应在风停、雨止之后，表土不太潮湿之时进行。同时，还应采用抽气量比较稳定的气泵抽气，以保持气压的一致。而打孔深度只要在 30cm 以上，即可保持土壤温度的一致。

二是采样技术方面的影响，包括捕汞管的吸汞和释汞效率的差别、采样器的密封程度等。这方面的问题，除在设备方面加以改进外，对操作者也应有一定的要求。

二、土壤汞量测量

土壤汞可能是土壤中残存的汞及其化合物，也可能是汞以蒸气的形式由深部上升到表土，并被土壤吸附的汞。土壤汞采样也是用钢钎打孔，孔深视地区条件而定，在考古勘查中，往往达 1.5～2m；然后用孔底土壤采样器采样。

土壤汞量测量又可分为土壤总汞测量和土壤吸附汞测量。后者比前者的有效探测深度大。考古勘查中一般可采用土壤总汞测量。

三、汞热释谱测量

前面曾经谈到，产生汞异常的原因有人为的，也有自然的。在考古勘查中，为了排除自然成因汞异常的干扰，在一些情况下，就有必要进行汞热释谱测量。

汞化合物在加温过程中连续释放出来的汞瞬时浓度随温度的分布曲线，称为汞热释

谱。对于不同的汞化合物，它们的热释谱也不相同，由此可以区别不同的汞化合物。图7－4是几种标准汞化合物的热释谱。由图可见，辰砂热释谱峰值的温度在300℃附近。

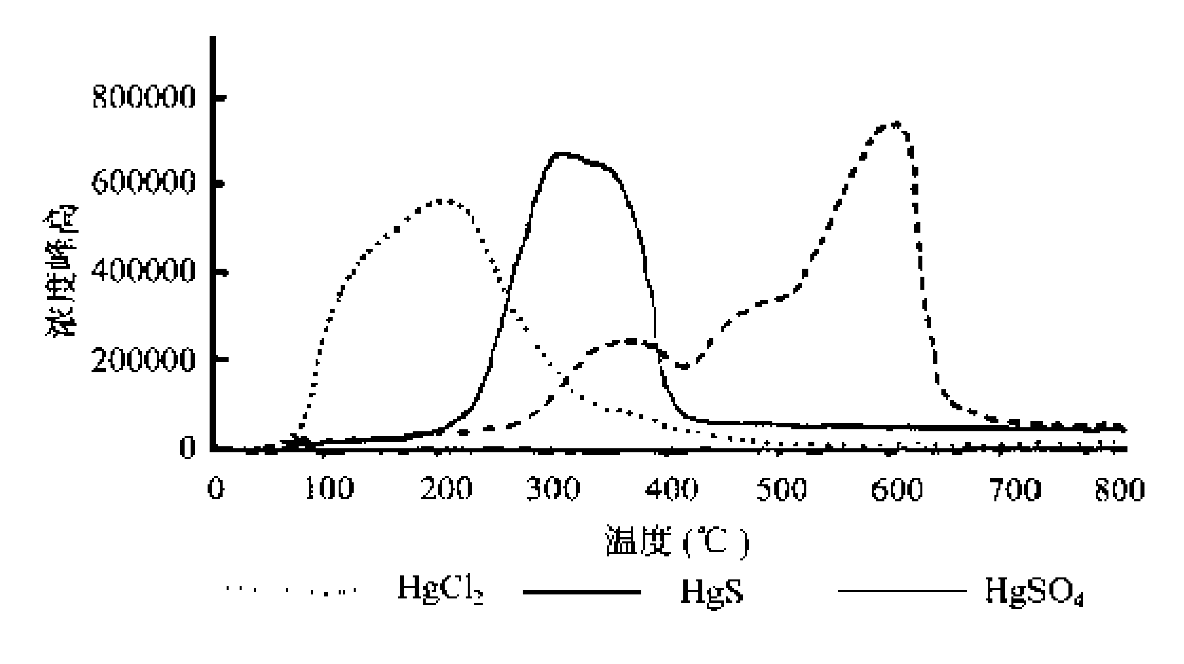


图7－4 几种标准汞化合物的热释谱
(引自游云飞，1996)

第四节 数据处理

数据处理主要有两个方面：一是确定背景值及异常下限，一是绘制表达成果的图件，供进一步解释。

一、确定背景值及异常下限

所谓背景值，就是在异常区之外、不受勘查目标影响的地区(称为背景区)的介质中汞的一般含量值。确定背景值及异常下限的最简单方法，就是长剖面估计法。

通过异常，做一条深入背景区的长剖面，如图7－5所示。在背景区汞含量值的中间值及最高值处，做两条直线，它们相应地就是这个地区汞异常的背景值和异常下限

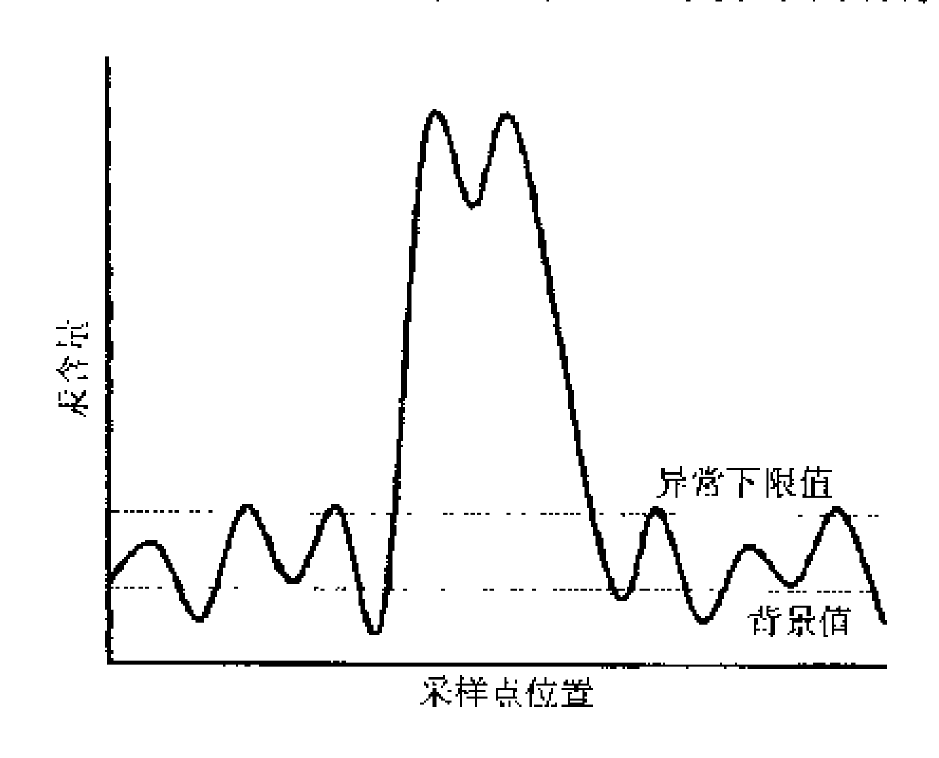


图7－5 长剖面估计法示意图

也可以采用下列公式来计算异常下限：

$$C_a = C_0 + RS \qquad (7-6)$$

式中：C_a 为异常下限值；C_0 为背景值；S 为标准差；R 为确定可靠性的系数，数值大小由经验确定，一般不大于 2。

二、绘制各种图件

汞法勘查成果可用一些图件来表示，如采样位置图、原始数据图、汞含量等值线图、汞含量曲线平面图、汞热释谱图等。也有为探索某方面规律而做的图，如不同采样深度的汞含量变化曲线图等。

(1)采样位置图：将采样点的位置以圆点的形式按比例尺标在图上，点旁注样号；

(2)原始数据图：用采样位置图作底图，将样品的汞含量数据写在与样号对应的位置；

(3)汞热释谱图：横坐标表示温度，纵坐标表示相对汞量；

(4)汞含量随采样深度变化图：横坐标表示汞含量，向下的纵坐标表示采样深度。

其他图件与一般地球物理勘查作图方法相同。

第五节　其他地球化学勘查方法

在考古勘查中，除汞法勘查外，还可用磷、土壤酸度等勘查方法。

一、磷酸盐勘查

在人类生活过的地方，都有富含磷酸盐的有机垃圾。只要在岩心里找到磷酸盐成分，就往往反映那个层位有人类活动过。另一方面，假如某个地方我们认为有墓葬的话，可以取那里的土样做细致的分析，如磷酸盐含量增高的点勾出人体的轮廓，就可肯定是墓葬。

1986 年，英国遗物中央发掘队(English Heritage Central Excavation Unit)在德文郡代顿考察史前田地时，发现磁化率勘察结果的不足，而磷酸盐勘查提供了帮助[65]。那里的田地是在石灰岩上有一层薄薄的土壤，田地现在仍被一些矮堤所分割。用 5m×5m 的网格从表土中采集了磁化率和磷酸盐样品，测定其量值，做出相应的磁化率及磷酸盐分布阴影密度图，如图 7-6 所示。

图中磷酸盐值为 $0\sim2000\times10^{-6}$，阴影密度每阶 500×10^{-6}；磁化率值为 $0\sim40\times10^{-8}$SI/kg，阴影密度每阶 10×10^{-8}SI/kg。由图可见，东南面那块地里有一圆形房子的屋基，但房子周围的磁化率值水平却比较低。磁化率值最高的是北面中间那块地，所以集中在那里发掘，可惜无任何特别发现。对地里的外来石头进行了研究，发现这里杂乱地堆放了小块的、火烧过的粗晶玄武岩，这是中间那块地的磁化率值高的原因，但对房子周围磁化率值低的问题，未能作出肯定的解释。不过，这几块地的磷酸盐水平相当高，尤其是南面两块地更高，其中就包括有屋基的那块地，从而为考古提供了必要的补充信息。

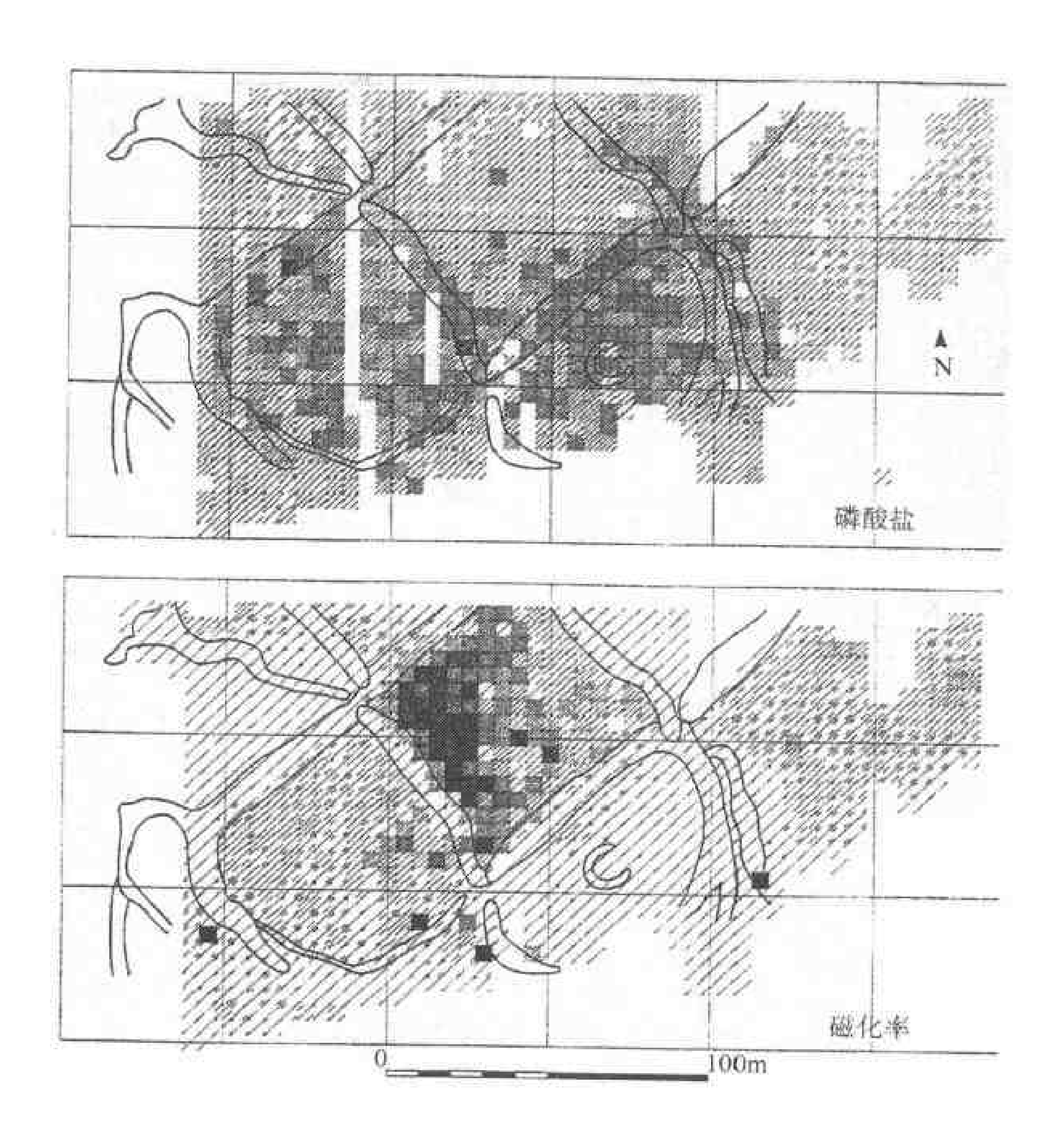


图 7-6 代顿史前田地磁化率及磷酸盐分布图
(引自 A. J. Clark,1990)

二、酸度探测

人类耕耘过的土壤,假如肥料下得不合适,土壤可能变酸。显然,这个方法只对目前没有耕种的土壤起作用。

三、红色灰壤探测

当土壤、气候合适时,沟、坑附近可能形成含铁化合物的灰壤。铁离子与硫氰化合物反应而形成红色的产物。因此,在极为有利的环境条件下,可以反映居留地的轮廓,用摄影的办法就可记录下来。

第八章　综合地球物理勘查

考古地球物理工作者对考古地球物理勘查工作的根本的要求，就是在勘查之后，能对探测到的东西是不是任务要求寻找的对象，它的空间位置、大小和形状是什么等问题，得到全面的、肯定的答案。

但是，用一种地球物理方法进行勘查，首先，它给出的答案往往不是唯一的。这是因为，在同一个地区，与探测目标的物理性质类似的，可能有两种或两种以上的不同物质，用一种方法很难分辨。其次，依靠某一种方法，也很难将需要解决的问题全部解决，例如，解决了定性问题，不一定解决得了定量问题。因此，为了得到唯一的、全面的答案，那就不能依靠某一种方法，而需采用多种方法，从不同的角度去探测，取得所需的全部信息，然后综合所有探测的成果，进行分析研究，排除各种干扰因素，以期得出全面的、唯一的结论，这就是所谓综合勘查方法。

综合勘查方法，从它包括的方法范围来讲，可以分为三类：

(1)同一种地球物理方法中不同变种的综合，如电法中电阻率法与激发极化法的综合，这是范围比较小的一种综合勘查方法；

(2)地球物理方法中不同物理前提的方法的综合，如地震法与电法的综合应用，这是地球物理工作者最常采用的综合勘查方法；

(3)地球物理方法与其他方法的综合，如地球物理与传统考古勘探方法的综合运用，这是大范围内的综合。事实上，地球物理勘查工作从来就不是单纯地球物理信息的综合，而是更大范围信息的综合。例如，当我们接受一项勘查任务之后，首要的工作，就是搜集尽可能多的有关勘查目标的信息，也就是我们经常说的“先验信息”。这些先验信息，有的是地球物理方面的，也有许多不是地球物理方面的。就拿勘查古墓来说，我们首先必须了解这个古墓是什么时期的？墓可能有多大？埋藏多深？它是土炕型墓，还是石室或砖室墓？墓内可能有些什么陪葬物品等等。只有初步掌握这些信息，才能对采取什么地球物理勘查方法来解决这个古墓的勘查问题，有一点粗略的设想。而在完成地球物理勘查野外工作之后，又必须有这样一些有关古墓的知识，才能对地球物理资料作出合理的解释。这个过程，是一个比地球物理范围更广的综合过程。何况在进行地球物理勘查的同时，还可能考虑采用一些简单易行的、非地球物理的方法呢！对大综合的问题，这里就不讨论了，我们只谈地球物理方法的综合应用问题。

第一节　综合地球物理勘查的基本原则

在谈综合地球物理勘查方法之前，首先就得弄清楚地球物理方法综合运用的基本原则。

当我们接受地球物理勘查任务之后，必须考虑两个方面的问题：

一是如何找到目标？而且应能毫不怀疑地确定，我们探测到的就是我们要找的目标，同时还要取得我们需要的、有关探测目标的各种信息。当然，能否做到是一回事，但至少主观上应这样考虑。

二是如何在最短的时间内，以最小的代价，取得最大的成果？也就是如何多、快、好、省地去完成勘查任务的问题。

要想有效而合理地解决这两个方面的问题，必须遵从以下四个原则：

一、有效原则

为了解决上述第一个问题，我们首先要选择完成这个任务最合适的方法，以便可靠地找到目标，取得所需的各种信息，即采用的方法应能使所得的结论是肯定的，唯一的，也就是说，方法必须是最有效的，这就是有效原则。它既是我们选择方法时的主要依据，也是我们能否达到最终目标的基本保证。

二、类比原则

方法应该是有效的，这是要求，但如何去选择有效的方法呢？主要的办法是将现在要解决的问题与过去的经验，进行类比分析，以便找到解决问题的正确途径。例如，设任务是找汉墓，那就首先需要了解工作地区规模相同的已知汉墓的结构和物理性质，以及与工作地区地质条件类似的地区的土壤、岩石的物理性质，分析汉墓与周围介质的物性差别；其次，还得了解在解决类似条件下的汉墓勘查问题时，采用过哪些方法，其中哪些方法是有效的，从而初步选择出最适合现在条件的地球物理方法。这种在解决当前问题时，充分借用过去类似条件下的工作经验的原则，就是所谓类比原则。

三、逐次逼近原则

选择好方法后，就是如何使用这些方法，按照合理的先后次序，从普查到详查，从定性到定量，逐步缩小工作范围，提高勘查准确度，直至找到目标，取得所需信息，这就是逐次逼近原则。

四、节约原则

为了解决上述第二个问题，就得考虑如何以最小的人力、物力和时间的代价去取得最佳效果，也就是说，工作成本应最低，而效果要最好，这就是经济原则或节约原则。

下面就根据这些原则，讨论如何运用综合地球物理方法的问题。

第二节　综合地球物理勘查的准备

地球物理工作者在考古勘查任务明确之后，必须做好以下几个方面的准备工作：

一、先验信息的搜集

勘查任务确定之后，首先就要搜集一切可能搜集到的、与任务有关的资料，主要包括以下几个方面：

(1)探测目标的情况

根据类比的原则，要尽可能全面地了解与探测目标同类型物体的大小、形状、埋深、结构及物质组成，最好是找一、二个实际物体具体观察及试验一下，取得感性认识。

(2)工作地区的情况

尽可能全面地掌握工区的地理、地质情况，包括气候、地形、地物、地质构造、土壤、岩石、矿产，以及交通、水电、工矿企业、居民点等各个方面的情况。

(3)以往地球物理工作的情况

根据类比的原则，尽可能搜集与探测目标类型相同或相似的物体的一切物探资料，包括成功和失败的资料。

根据以上的资料，通过分析对比，形成初步工作设想。

二、地球物理方法的应用条件

应用地球物理方法解决目标的勘查任务时，首先碰到的一个问题，是用什么方法才能完成勘查任务，即方法的有效性问题。事实上，这就是地球物理方法的应用条件问题。

地球物理方法的应用条件主要有以下几个方面：

1. 探测目标与周围介质的物理性质的差异

本书开宗明义第一章就说到：考古地球物理学实质上是地球物理学，主要是勘探地球物理学的理论、方法、技术在考古方面的应用。而勘探地球物理学则是研究、应用地球物理的理论，根据探测目标与周围介质的物理性质的差异，采用相应的物理方法和技术，来探测该目标的空间位置、大小及性质的一门地球物理分支学科。这里说得很清楚，“探测目标与周围介质物理性质的差异”，就是地球物理方法应用的基本条件。我们说地球物理方法对探测某个目标有没有效，首先就得看这个目标与周围介质在物理性质上有没有差别。假如二者没有差别，当然探测不到；而即使有差别，但差别太小，在现有探测技术的误差范围之内，也等于没有差别，还是探测不出来。所以，探测目标与周围介质物理性质的差异是地球物理方法能否应用的决定性条件。

前面已经谈到，目标和周围介质的物理性质，在考虑完成勘查任务的方案时，可以根据类比原则，由已知的同类型物体和介质的物理性质来推测。但在正式实施前，应尽可能到现场实测所需的各种物性参数。因为介质的物理性质往往是随空间和时间而变化的。

单独弄清目标与周围介质的差别还不够，还得了解工作地区有没有别的物体与探测目标具有同样的物理性质。假如有，而且不止一种，那就得分别把它们与探测目标之间的物理性质的差异弄清楚。

2. 探测目标的几何参数

探测目标与周围介质之间存在物理性质的差别，并不等于我们用相应的地球物理方法就一定能探测到目标，因为这里还有一个探测技术的分辨力和目标本身的物理参数及几何参数的大小问题。

探测技术的分辨力是随着技术的进步而提高的，但在一定时期内是稳定的。这时，探测目标能否被分辨出来，决定于目标本身物理参数和几何参数的大小。

物理参数，如磁化率、密度、电导率、热导率、极化率等的大小对探测结果的影响，上面已经说过，这里只谈几何参数的大小问题。

几何参数，包括目标的形状、大小和埋深。我们知道，地面测得的地下物体的磁场、电场、重力场强度，都是与埋深成反比的。当埋深增大，地面上的物理场的强度弱到比现代测量技术的测量误差相同或更小时，目标就成为不可探测的了。

有的探测技术，如现在的瑞利波勘探及探地雷达，探测深度有一定的限制。目标埋深一旦超过了这个限度，目标也就成为不可探测的了。

目标的大小对探测的影响也类似。我们在谈地震波的绕射时曾提过，绕射体横截面的大小必须与地震波的波长相当或更大时，地面地震勘探才有可能观测到绕射能量，否则，这个目标也观测不到。

目标的形状对探测结果也有很大的影响，如直立薄板，用磁法、重力测量和电剖而都可能探测到，但对地而地震勘探来说，就是难以探测的了。

探测目标的产状对探测影响相当大，例如，接近水平的平坦界面对地震勘探和电测深有利，陡倾界面则对它们不利，而对电剖面比较有利。

3. 干扰

干扰，包括天然干扰和人为干扰，是令各种地球物理方法都感到为难的问题。前面在介绍这些地球物理方法时已经说过，有些干扰，可以在观测或数据处理过程中采取一定的措施来消除，但也有不少干扰是无法消除的，这时，这种地球物理方法就没有用武之地了。

至于某种物理性质与探测目标类似的其他物体的干扰，往往得靠综合地球物理方法来解决。

三、地球物理方法的选择

根据地球物理方法应用的条件确定一些可用的方法之后，一般不可能、也没有必要把它们都用上，而是选择其中某些方法，付诸实施。

如何选择这些方法呢？一般有以下几方面的考虑：

1. 有效性

这里说的有效性有两个方面的意思：

一是要能把探测目标从各种干扰中分离出来。用地球物理方法发现的异常，有的是目标引起的，即真异常；有的是干扰体引起的，即伪异常（或假异常）。要选择一些方法把伪异常一个一个地剔除，令留下来的都是真异常。

二是要能达到勘查任务对于探测目标的定性和定量要求。定性要求，在排除伪异常后一般可以得到满足，而定量要求，就得靠选择合适的方法来完成了。

2. 节约

在选出的各种方法中，可能有两种或更多的方法满足同一要求。那么，它们之中，孰去孰留，就应看哪种方法实施最方便，成本最低了。

根据以上的分析研究，在保证满足任务要求的前提下，优选尽可能少的几个方法，有机地结合起来，付诸实施。

第三节　综合地球物理勘查的实施

选择好方法之后，下一步的问题，就是如何巧妙而有序地实施。这里又用得上两个原则：

一、逐次逼近

逐次逼近包含两方面的内容：

(1)逐步缩小目标勘查的地区范围，即：第一步，用工作效率高、成本低，但又不会漏掉目标的地球物理方法，进行小比例尺的大范围面积普查，发现可供进一步探测的异常；第二步，环绕这些异常，采用适当的地球物理方法，剔除假异常；其中可能还包括根据常识剔除的、无需进行勘查的工作面积，从而最大限度地缩小详查的面积。

(2)由定性勘查到定量勘查，即在用地球物理方法定性地找到目标异常的基础上，根据任务要求，用精度更高、能提供定量结果的地球物理方法，做大比例尺的详查，以获得最终的、满足任务要求的野外工作成果。

二、节　约

实施勘查时，仍然要注意节省人力、物力和时间。这里主要应抓住两点：

(1)确定适当的观测精度：观测精度 σ 主要取决于我们想要找到的目标异常的极小值 A。根据由随机误差正态分布规律性质得到的所谓“三倍 σ 法则”，要求发现的目标异常极小值 A，应该大于或等于观测精度 σ 的 3 倍，即：$A \geqslant 3\sigma$。由此可以确定观测精度，从而选择相应的观测仪器和工作方法。

(2)合理选择测网密度：测网太稀，容易漏掉异常；太密，又增大勘查费用，所以，合理

地选择测网密度，是以较小的代价去获得较好的结果的重要环节之一。测网的密度决定于探测目标的形状和大小。一般认为，要想可靠地发现目标，至少应在三个测点上测到目标异常。

最后，值得指出的是，上述综合地球物理勘查方法的应用，只是客观条件允许时较为理想的安排。事实上，在许多情况下，人力、物力、时间等方面的条件会受到限制。这时，应在遵从有效的原则下，注意到上述各方面的考虑，力求用现有的条件，去取得最佳的效果。

第九章　古遗存年龄测定方法

在考古工作中，如何准确地确定遗址、遗物的年代是一个关键的问题。

确定年代的方法可以分为两类：

一类叫做相对年代学，即将遗物或考古方面的事件放在一个正确的、彼此相关的序列中，或者放在某个已知的事件顺序中，这就是传统的地层学和类型学方法；

另一类叫做绝对年代学，即确定遗物或事件距今有多少年，例如目前广泛采用的放射性年龄测定法就是这一类方法。绝对年龄测定方法是靠识别某些随时间而变化的过程的一些效应，例如季节性循环和放射性衰变，来测定遗物的年龄的。

还有几种能提供间接或替代年表的年龄测定方法，也就是说，只要有了一个年表，它就可以用来建立年代先后的顺序，如考古地磁方法。

这里主要介绍考古地磁法[51,69]，同时简单地提一下几个与地球物理有关的方法，即钾氩法、铀系法、裂变径迹法和碳 14(^{14}C)测年法[29,51,69]。考古地磁法的精度不太高；比较精确的是碳 14 测年法。

第一节　考古地磁测年法

考古地磁学是在 20 世纪中期产生的古地磁学的基础上发展起来的一门地球物理分支学科，也是地球物理学与考古学相结合的一门边缘学科。它的有效的应用，建立在对大量古陶瓷、砖瓦等古地磁测定的基础之上。我国是一个保有大量古遗址、遗物的国家，对发展考古地磁学是一个十分有利的条件。

一、考古地磁测年法的理论基础

考古地磁测年法依据的是陶瓷、砖瓦、地层岩石在它们形成时所记录的当时的地磁场信息，而地磁场是随时间变化的。

1. 物质的天然剩余磁性

物质在形成的过程中，保存一部分当时地磁场的特性，叫做剩余磁性，简称剩磁。物质的天然剩余磁性有不同的形成机制，因而可以分为以下几类：

(1)热剩磁

假如某物质多少含有一些铁磁性物质，则在该物质被高温加热后，温度降到所含铁磁性物质的居里点以下的过程中，这些铁磁性物质被当时的地磁场磁化，使物质具有磁性。这种磁化过程，叫做热磁化。当物质的温度降到常温之后，物质的磁性不会完全消失，而

有一部分磁性保留下来，这一部分剩余的磁性，叫做热剩磁（thermoremanent magnetization，简称 TRM）。陶瓷、砖瓦和岩浆岩中的剩磁，就是热剩磁。

（2）沉积剩磁

一些磁性物质碎屑在沉积过程中，受地磁场的作用而定向排列，从而使沉积物获得了它们形成时的地磁场信息。这种因磁性物质定向排列而获得的沉积物剩余磁性，叫做沉积剩磁（depositional remanent magnetization，简称 DRM）或碎屑剩磁（detrital remanent magnetization）。

（3）化学剩磁

物质在形成过程中，由于常温下氧化之类的化学作用、相变或结晶增长等原因，获得并保留了反映当时磁场特征的部分磁性，叫做化学剩磁（chemical remanent magnetization，简称 CRM）。

（4）等温剩磁

等温剩磁（isothermal remanent magnetization，IRM）或译同温剩磁，是物质在没有加热的情况下获得的剩磁。它随外磁场的增大而增大。在闪电的作用下，物质可能获得较大的等温剩磁。

（5）压剩磁

物质在受压的情况下产生的剩磁，称为压剩磁（pressure remanent magnetization，PRM）。

（6）粘滞剩磁

磁性矿物在外磁场的长期作用下，可能产生与外磁场方向一致的剩磁，叫做粘滞剩磁（viscous remanent magnetization，VRM）。温度不变时，粘滞剩磁与时间的对数成比例。温度升高，粘滞剩磁随之增大。

2．古地磁场和有关地磁参数的确定

在本书第二章磁法里介绍了地磁场和有关地磁参数。陶瓷、砖瓦、地层岩石等在地磁场中磁化时，它们获得的磁性，都是地磁场决定的，反映了当时地磁场的各种信息，因而不管它们是在地球上什么地方，只要是在同一时期磁化的，都会彼此相关，全球一致。所以，采集磁化后就再也没有移动过的炉灶内壁、火烧土、岩石等物质的标本，就可测定它们的剩磁方向，算出该标本磁化时当地的磁偏角 D 和磁倾角 I。设标本产地的古地磁纬度为 Ψ；标本产地的现代地理经度为 λ，地理纬度为 ϕ；则由下列球面三角公式，可以求得标本磁化时古地磁极在现在地理坐标中的经度 λ_p 和纬度 ϕ_p：

$$\sin\phi_p = \sin\phi\sin\Psi + \cos\phi\cos\Psi\cos D \qquad (9-1)$$

式中：$-90^\circ \leqslant \phi_p \leqslant +90^\circ$。

同时：

$$\sin(\lambda_p - \lambda) = \cos\Psi\sin D / \cos\phi_p \qquad (9-2)$$

式中：$-90^\circ \leqslant (\lambda_p - \lambda) \leqslant +90^\circ$。

标本产地的古地磁纬度 Ψ 由下式算出：

$$\mathrm{tg}\Psi = \mathrm{tg}I/2 \qquad (9-3)$$

大量研究数据表明，古地磁极不是固定不动，而是绕着地理极运动的，周期约数千年，

这种运动叫做极移。由某个具体的物体(或岩体)的标本计算出来的磁极,叫做虚地磁极(virtual geomagnetic pole,VGP)。近一个周期内的平均磁极与地理磁极的位置比较一致。

3. 地磁极性倒转与地磁极性年表

岩石磁性研究还发现了一个很有趣的现象,即有的标本的剩磁方向与现代地磁场方向刚好相反。对这种现象应该怎样解释,曾经引起过争论。一些人认为是某些特殊的矿物引起的,例如,20世纪50年代在日本曾发现一种岩石,叫做榛名英安岩(haruna dacite),是赤铁矿和钛铁矿的固溶体。它在外磁场的作用下,就曾出现反向磁化的现象。另一些人则认为,这种现象是地磁场的方向曾经倒转引起的。后来的进一步研究发现,全世界各个不同时期的标本,几乎有二分之一是反向的,而且对于同一时期的标本来说,其磁化方向在全球范围内都是一致的。这种现象的唯一合理解释,是地磁场的极性曾经多次发生倒转,于是,将与现代地磁场方向一致的古地磁场极性,叫做正向极性或正常极性,而将与现代地磁场方向相反的古地磁场的极性,叫做反向极性或倒转极性。20世纪60年代以后的深海钻探及海洋磁测发现,大洋中脊两侧竟然对称地排列着正、反极性相间的地磁异常条带,这就进一步证明,地磁极性倒转是确实存在的。地磁场极性倒转的周期约数十万年。

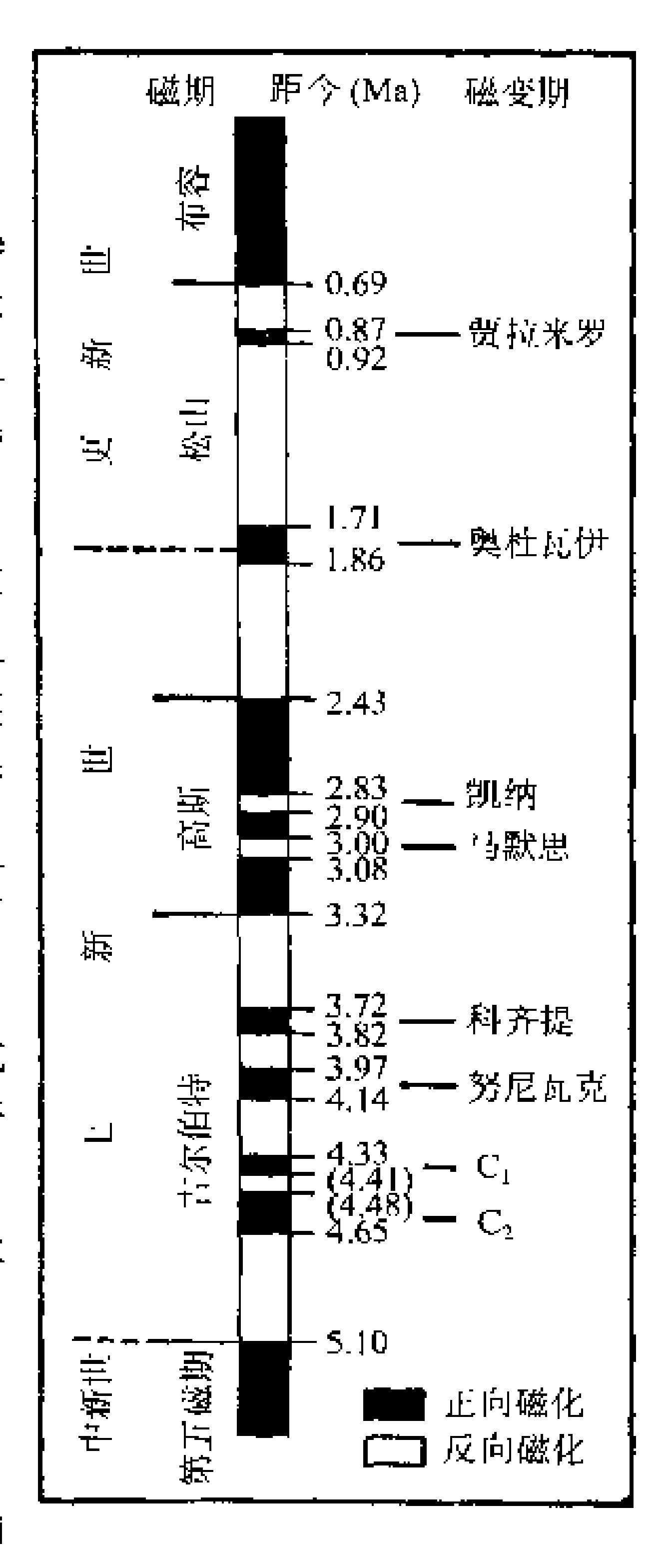


图9-1 地磁极性年表
(引自曾融生,1984)

经过许多人的工作,现在已把地磁场的极性按照年代的顺序,制成地磁极性年表(或称地磁年表),如图9-1所示。表中的绝对年龄是放射性测年法测定的。

根据这种年表,可以推算出某些考古标本形成的年代。这就是考古地磁学能为考古做出贡献的依据。

地磁年代有磁期、磁变期之分:

(1) 磁期

磁期包括的磁性地层及其对应的时间范围比较大,如新生代晚期地磁极性年代划分为:

① 第一磁期,又叫布容(Brunches)磁期,相当于从现在到过去0.69Ma,主要是正向磁化;

② 第二磁期,又叫松山(Matuyama)磁期,距今0.69~2.43Ma,主要是反向磁化;

③ 第三磁期,又叫高斯(Gauss)磁期,距今2.43~3.32Ma,主要是正向磁化;

④ 第四磁期,又叫吉尔伯特(Gilbert)磁期,距今3.32~5.10Ma,主要是反向磁化;

⑤ 第五磁期,距今5.10Ma以前。

(2) 磁变期

每个磁期内又有更短周期的、与主要极性相反的地磁极性时期,叫做磁变期,如:

①第二(反)磁期中,有两个短期的正向地磁极性时期,分别称为贾拉米罗(Jaramillo)

磁变期和奥杜瓦伊(Olduvai)磁变期；

②第三(正)磁期中，也有两短期的反向地磁极性时期，分别称为凯纳(Kaena)磁变期和马默思(Mammoth)磁变期。

二、工作方法

(1)采样与制样

考古地磁标本的采样是整个工作成败的关键步骤，因为考古地磁研究的基础数据，就是物质剩余磁化矢量的方向和强度，而标本剩磁方向能否测定得精确，首先就看采样时样品的定向是否精确。所以，采样时，要用精度较高，且不受磁性干扰的罗盘(如太阳罗盘)为样品准确定向。

采回定向样品后，按测量所需，制成一定形状和大小的标本。

(2)标本的磁清洗

标本制备之后，一般要在零磁空间，经过退磁(如交变磁场退磁、恒定磁场退磁、热退磁、化学退磁)及低温处理等办法，清除标本中各种次生剩磁，分离出原生剩磁。这个过程，就是所谓磁清洗。

(3)剩磁参数测量

常用的剩磁参数测量仪器有无定向磁力仪、旋转磁力仪和超导磁力仪。标本的剩余磁化矢量的方向和强度的测量，是在磁清洗的过程中逐步进行的，直至分离出原生剩磁为止。

考古地磁测年法是一种比较测年法。目前在考古中应用的主要是热剩磁及沉积剩磁测年。

热剩磁用于新石器时代以来陶瓷、砖瓦、炉、灶、窑等古物的年龄测定，测定的年代范围大致在1万年之内。但由于有了更加精确的碳十四测年法，热剩磁的方法实际上已很少使用。

沉积剩磁方法是用于旧石器时代古人类地层的年龄测定，测定的年代范围大致在3万年以上。但由于沉积地层的剩余磁性很弱，标准极性年表还存在争论，因此在实际工作中尚有不少困难。

第二节　放射性测年法

放射性测年(radiometric dating)的范围从几百年到数十亿年，取决于所用放射性同位素的半衰期，所以也叫同位素测年(isotopic dating)。放射性测年的方法很多，下面只简要地介绍放射性同位素测年的原理和考古中用得比较多的几种方法。

一、放射性测年的原理

放射性测年方法依据的都是放射性衰变。所谓衰变，指的是一个特定的原子或同位素以恒定和已知的速率，转变为另一个特定的原子或同位素的过程。许多元素都有同位

素。同一个元素的各种同位素之间，化学性质相同，而中子数不同，也就是质量不同。正因为同位素的质量不一样，所以，只要质谱仪能把这些不同的质量分开，就能测定各个同位素的相对丰度。

放射性衰变可在实验室用辐射计数器或质谱仪进行观测。辐射计数器检测的是标本中放射性原子蜕变所释放的高能粒子数；质谱仪则识别在含放射性母体原子（parent atom）的标本中，因衰变作用而产生的子体原子（daughter atom）。

用放射性衰变速率来计算年龄，是目前已知的各种方法中最精确的方法，因为放射性衰变发生在原子核内，不受温度、压力等各种外因的影响。

卢瑟福等人于1902年阐明了由以下关系式表示的放射性衰变规律，即任何母体原子的衰变速率 dN/dt 在任何时候都是与剩下的母体原子数 N 成正比，其比例系数就是衰变常数 λ，于是：

$$dN/dt = -\lambda N \quad (9-4)$$

这就是由测定的母体-子体比来计算衰变所经历的时间的简单数学式。λ 值的变化范围相当大，从衰变快的同位素氦5（^5He）的 λ 值 10^{20}/s 到衰变慢的同位素铈142（^{142}Ce）的 λ 值 10^{-25}/s 都有。

由此得出计算放射性年龄的基本方程式：

$$N/N_0 = e^{-\lambda t} \quad (9-5)$$

式中：N_0 为标本在零时所含放射性原子的数目；N 为标本现在所含放射性原子的数目；λ 是这个放射性同位素的衰变常数；t 为零时以来经过的时间。

实际计算时，用半衰期代替（9-5）中的衰变常数要方便得多。所谓半衰期，就是该放射性原子的原始数目减少一半时所必须经历的时间，以 $t_{1/2}$ 表示。代入（9-5）式得：

$$1/2 = e^{-\lambda t_{1/2}} \quad (9-6)$$

即：

$$1/\lambda = t_{1/2}/0.693 \quad (9-7)$$

由此可见，半衰期与衰变常数成反比，因此，（9-5）式可写成：

$$t = (t_{1/2}/0.693) \times \ln(N_0/N) \quad (9-8)$$

由于直接观测的是子体原子的数目 D，而不是现有母体原子的数目 N，而 $D = N_0 - N$，用 P 替代 N，由（9-5）式得：

$$t = (1/\lambda)\ln\{(D/P)+1\} = (t_{1/2}/0.693) \times \ln\{(D/P)+1\} \quad (9-9)$$

因此，想要年龄计算得准确，用以计算年龄的物质必须具备以下几个条件：

（1）该物质从形成之时起，必须处于封闭状态，以便没有母体及子体原子钻进来或跑出去；

（2）一定要有对该物质形成前就在它内部存在的、与子体原子相同的其它原子进行校正的可能性；

（3）衰变常数为已知；

（4）子-母体比的测量一定要准确。而要做到这一点，子体或母体原子的数目都不能太少。

对于遗存的年龄测定来说，还得加上另一个条件，就是要用短寿命的同位素。因为长寿命的同位素，子体同位素的数量太小，难以量测，所以不好用于时代较近的物质年龄的测定。

二、几种放射性测年方法

考古学研究的是人类过去生活及活动的遗存。也就是说，它涉及的年代范围是从几百万年前到近代。所以，考古学采用的放射性测年方法也就是能测定这个时间段的方法，主要有以下几种：

1. 钾-氩法

钾-氩法(potassium-argon methods)是利用母体同位素钾40(^{40}K,半衰期为1.25×10^9年)衰变为子体同位素氩40(^{40}Ar)这一现象来测定古遗存的年龄的。事实上，^{40}K既可衰变为^{40}Ar，也可衰变为^{40}Ca，但大多数矿物中没有氩，而有钙的却比较多，所以采用氩来测量。大气中的氩基本上是由^{40}K衰变而来，而且在室温下是气体，所以，样品中要扣除大气氩。现在实际上采用的是$^{40}Ar/^{39}Ar$法，是将中子照射过的样品，分别测定$^{40}Ar/^{39}Ar$值，再计算样品的年龄。它比原先的方法要方便得多。

2. 铀系法

铀-钍系放射性同位素的半衰期比较短，适于测定年代不远的物质的年龄。铀衰变到铅，不是一步就到位的，而是经过许多步骤，产生一系列不同化学性质的元素的同位素，并处于平衡的状态。但由于它们地球化学性质的不同或受外界的影响，可能引起铀的衰变链的中断，使母体与子体的平衡遭到破坏，产生子体同位素的过剩和不足。利用这种铀系同位素母体、子体的不平衡和子体的过剩或不足来测量样品的年龄的方法，叫做铀系法(uranium-series disequilibrium dating)，是旧石器时代中、晚期的主要测年方法。

3. 裂变径迹法

裂变径迹法(fission-track dating)是利用^{238}U自发裂变过程中在晶体内产生的径迹来测定年龄的。在这个特殊类型的放射性衰变中，单个母体铀原子分裂为质量相似的两个碎片，从而在物质中留下晶体破坏的痕迹。径迹的数目与样品年龄成正比。将样品浸入强酸或强碱腐蚀液，把裂变径迹扩大到高倍数显微镜能看到的程度。知道铀含量，就可由径迹的数量算出样品的年龄。

4. ^{14}C测年法及AMS法

^{14}C测年法是目前考古工作中用得最多和最广的一种测年法。大多数放射性测年方法是测量子体同位素的数量，而常规^{14}C测年法(carbon-14 dating)是测量样品碳中^{14}C原子的衰变率，所以也叫做衰变计数法。^{14}C的半衰期为5730 ± 40年，可测的时间范围大致是500～50 000年。这种方法只要用1～10g的样品碳，测量精度就可达2%～0.5%；但样品量太少，就无法测定。近年来采用的加速器质谱技术计数法，即AMS法，可以直接量测样品中^{14}C原子的数目，所需样品只几毫克，可测年限达7万年或更高。

第十章　遗址勘查

我国历史悠久，在辽阔的国土上，几乎处处都留下了不同时期的、形形色色的遗址。有的在地面上保存得比较好，或者还能看到它们的形迹；有的隐藏在大漠深处，或者掩盖在植被及表土的覆盖之下；有的虽然在地面上看得见，但因规模太大，见到的只是一鳞半爪，难窥全豹。地球物理方法不但可以清楚地显示地面上无法看到全貌的大型遗址，而且还可揭露植被、表土等覆盖下的遗址，对考古工作，发挥了重要的作用。我国在用地球物理方法勘查遗址方面，也做了许多工作，取得了相当可喜的成果。这里就用一些实例，来反映地球物理方法在勘查古城、聚落、矿坑、窑、井等遗址以及古河道、海岸的变迁等方面的成功应用。

第一节　古城遗址

我国古城遗址的地球物理勘查，大体分成两种情况，即出露在地面的古城遗址和掩埋在地下的古城遗址。

一、出露地面的古城遗址勘查

这方面做的工作相当多，如楚国的首都——郢都遗址（今湖北荆州地区江陵北边的纪南城）在航天图片上就清晰可见。特别是中国历史博物馆与德国波鸿鲁尔大学合作，从1996年以来，在河南偃师二里头商城、洛阳汉魏故城、新郑郑韩故城、山东临淄古城、城子崖古城、内蒙古辽上京、元上都（在今内蒙古锡林郭勒盟正蓝旗）等大型古城遗址进行了航空摄影，把原来在地面上难窥全貌的古城，用航空摄影图片显示出来，真是一览无余。图10－1即为元上都宫城的航空摄影图像[47]。

中国社会科学院考古研究所1996年利用1959年前后测绘地形图的航空摄影资料（比例尺约1:7万），对新疆库尔勒至轮台间的古城遗址，进行了详细的搜索[57]。这个地区处于汉代丝绸之路的北道，汉轮台城和汉西域都护府所在的乌垒城都在这里。现代地面既有河流、耕地和城乡居民点，又有荒凉的沙漠。沙漠地区，由于影像特征非常单调，而且古城保存得较好，常残存城墙和护城壕等遗迹，判读比较容易；而城镇和农耕地区由于影像的纹理杂乱，遗址人为破坏较多，除大型遗址外，小型遗址很难判读出来。他们先判读出一些比较典型的古城遗址，找出它们在图片上显示出来的共性，然后作进一步的分析和必要的图像处理，确定了22个古城的位置和形状、大小。其中8个古城与考古工作者已发现的古城相对应，可能是汉代的轮台城（今轮台县城东南21km的奎玉克协海尔古



图 10-1 元上都宫城的航空摄影图像

(引自杨林,1999)

城)、汉昭帝时校尉将军在轮台屯田筑的校尉城(今轮台县东南约 20km 的卓尔库特古城)等古城。图 10-2 为 22 个古城的位置图。图上 19 号古城遗址可能为汉轮台城,18 号古城遗址可能为汉校尉城。

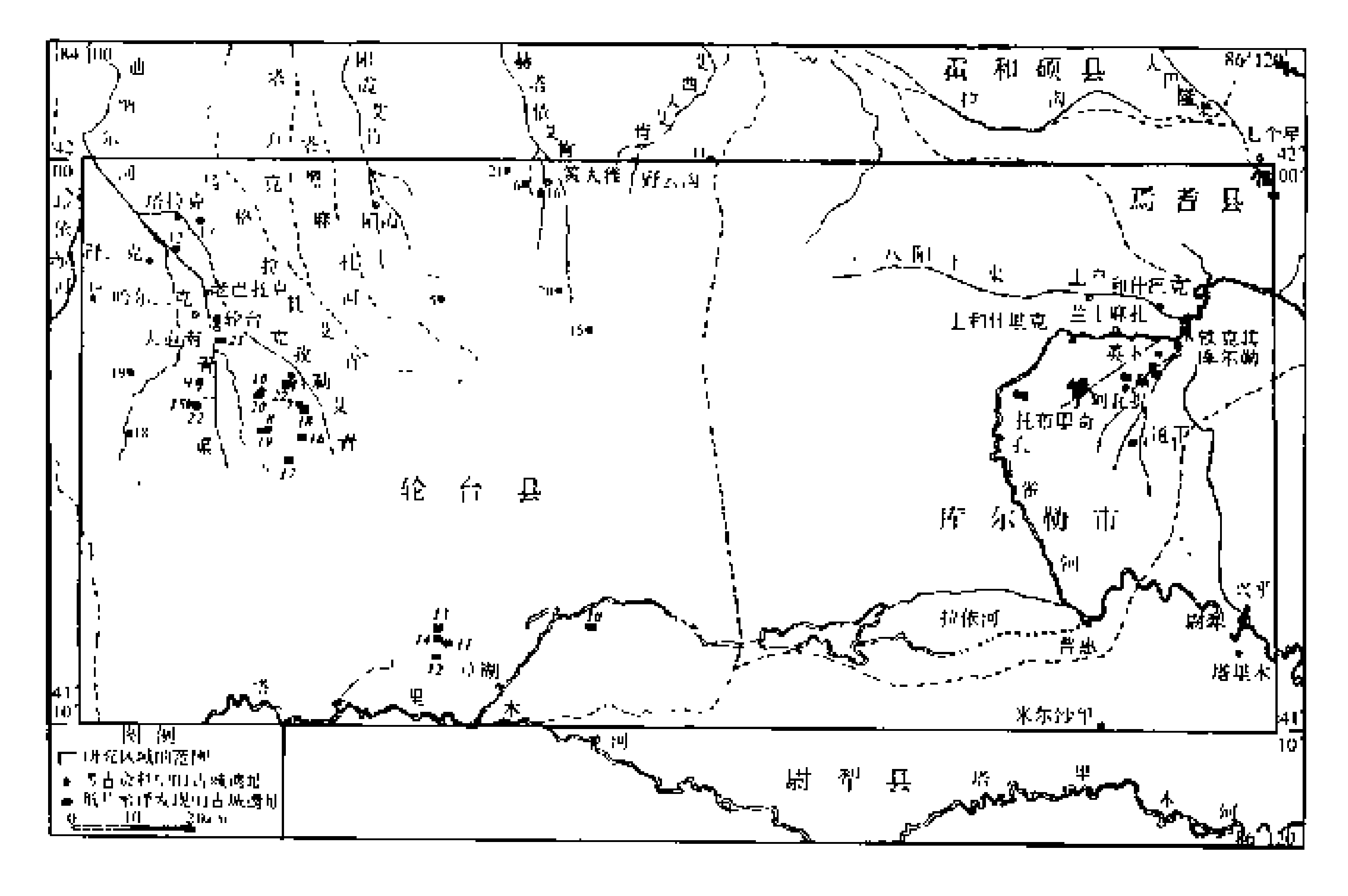


图 10-2 遥感确定的新疆库尔勒至轮台的 22 个古城遗址图

(引自中国社会科学院考古研究所,1997)

图 10－3a 为由航片绘制的汉校尉城轮廓图，图 10－3b 为由航片绘制的汉轮台城轮廓图。

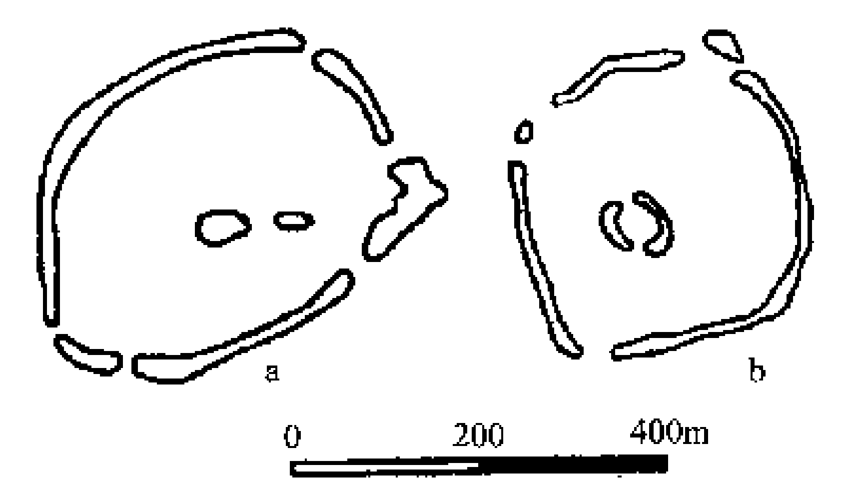


图 10－3 汉校尉城(a)及轮台城(b)遗址轮廓图
(引自中国社会科学院考古研究所，1997)

二、表土及植被覆盖下的古城遗址勘查

不少古城现在被表土或植被覆盖，这时，地球物理方法更大有用武之地。下面介绍几个实例。

1. 遥感发现安徽南陵牯牛山西周古城遗址

牯牛山遗址是 1985 年发现的。由于植被覆盖，难以了解全貌，当时认为是台形遗址。1997 年秋到 1998 年春，安徽省文物考古研究所与安徽省地质遥感中心、华东师范大学合作，用 1982 年冬天摄的彩红外放大片进行解译[7]。由于摄影时地面植被稀少，遗迹显示得比较清晰。更以不同时期的黑白航片作对比分析，建立了解译标志。在此基础上，判别出不同类型的遗迹。从图 10－4 所示的航片可见，在遗址四周，有四条古水道形成的线性影像，与遗址一起，组成一个规则的长方形图案，初步判读为古城遗址，东西宽约 750m，南北长约 900m；外围水道就是护城河，宽 20～30m，与青弋江及漳河故道相连。后经现场勘查及部分的钻探和发掘，证实这是一西周时期古城。古城的北半部有 5 个高台地，台地之间有水道与护城河沟通。护城河大部分现已淤塞，稍低于两侧地面，有的地方为养鱼池。城址西南约 1km 处分布着密集的土墩墓群，时代与城址相当。

2. 湖北随州安居镇古随国都城遗址的遥感勘查

随国是春秋时期的一个著名小国，后被楚国所灭。随国大致在今湖北省随州市境内，但其都城的具体位置弄不清楚。郦道元《水经注·涢水》载：涢水“东南经随县西。县，故随国矣。……有溠水出县西北黄山南，……又东南经随县故城西。……溠水又南流，注于涢。……涢水又经随县南随城山北而东南注”[18]。历史地理学家石泉根据这段记载，认为随国的国都应在今随州市西边的安居镇。考古工作者也发现安居附近有东周遗址和西周至战国墓地，包括可能是主管都城的官的“曾孙都尹法”之墓，判定安居镇很可能就是古随国的都城。但都城是应该有城墙的，所以，1997 年下半年，湖北省文物考古研究所与中国社会科学院考古研究所合作，对随州市至安居镇一带的卫星遥感影像进行分析[21]。他

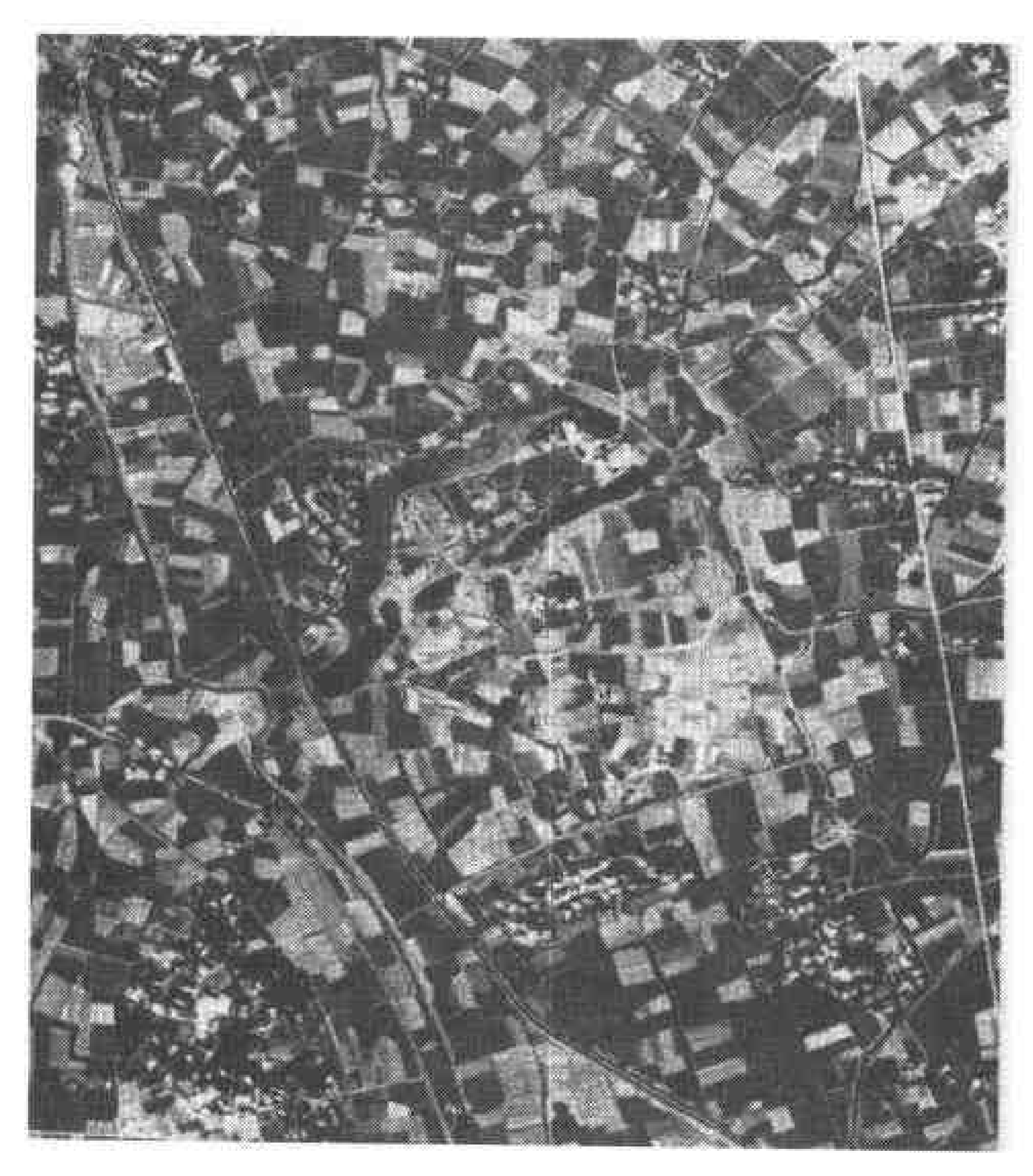


图 10－4　安徽南陵牯牛山西周古城遗址影像图
(引自宫希成,1998)

们采用的是 1992 年 5 月 2 日的 TM 影像和黑白航空影像,并对各波段 TM 影像作影像增强处理,将 7、5、3 波段以红、绿、蓝方式合成假彩色影像,再对假彩色影像进行放大、反差增强、彩色调整和几何校正等处理。最后,将安居镇附近处理后的 TM 影像与黑白航空影像叠加、融合,得出如图 10－5 所示的图像。

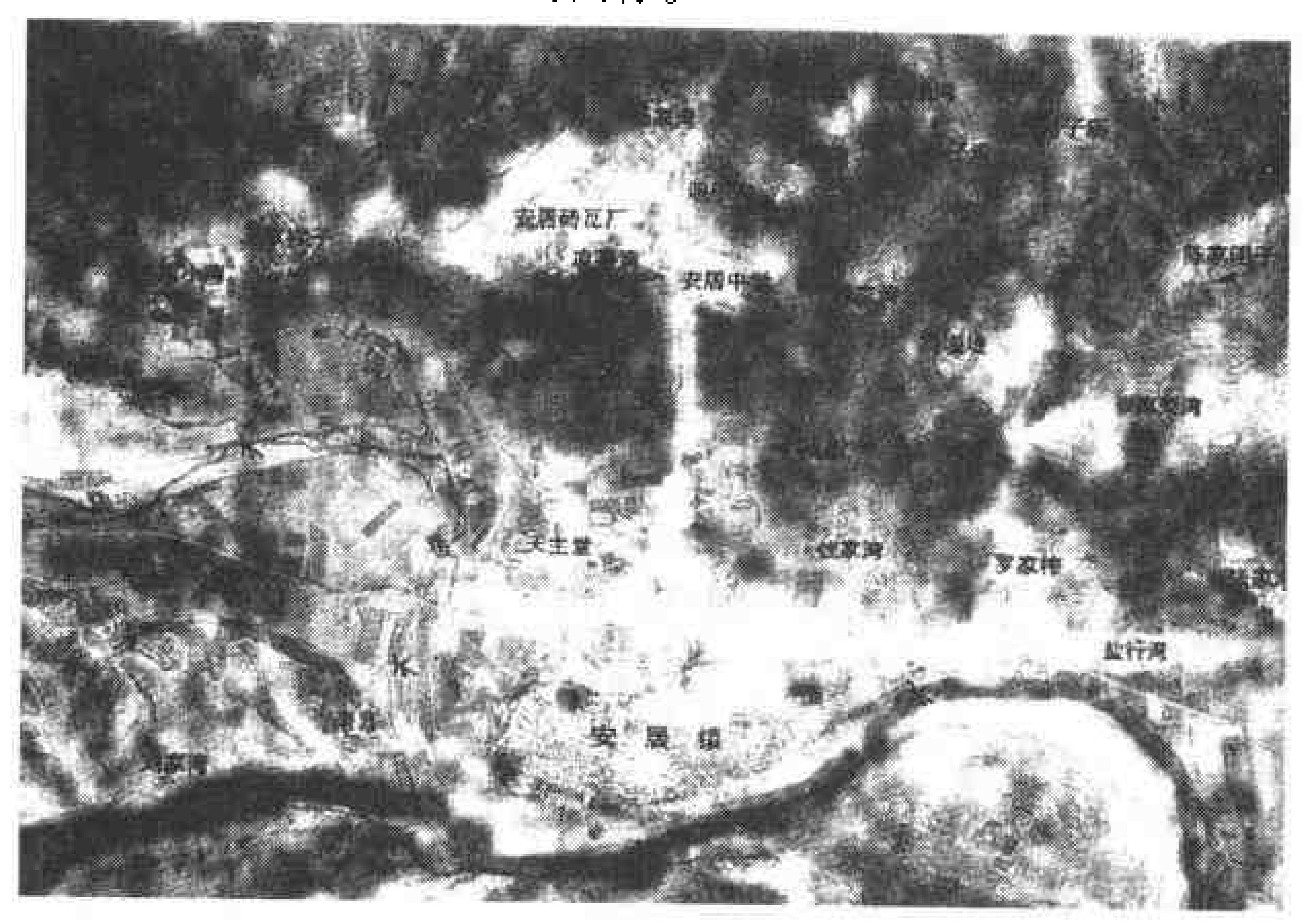


图 10－5　湖北随州安居镇附近遥感图像
(引自刘建国等,1998)

由图可见，安居镇的西边是溠水，南边是涢水，与《水经注》描写的随国都城的地理位置相符。图上，在安居至安居中学公路中部东侧及天主堂附近，影像的色调较浅，说明这些地方反射较强，可能存在考古遗迹。随后的钻探证实，安居至安居中学东侧的浅色图斑是一座保存较好的小型夯土城圈（见图）。城圈为长方形，南北向。南北长约 190m，东西宽约 170m。城墙夯土是黄色花土，底部宽约 10m，东、西、北三面保存较好，高出地面近 1m。在东、北城墙外 5～10m 处有护城壕。壕沟上部宽约 10m。城内采集到春秋至汉代的遗物，还在城址的西北部发现包含汉瓦的地层和汉墓打破城墙等情况，由此基本上说明该城在春秋时期或其前后曾长期使用，且废弃于汉代，很可能是随国都城中的宫城遗址。

3．安徽省寿县楚都寿春城遗址的遥感勘查

据《史记·楚世家》载，东周时期的楚国曾经多次迁都，最后迁到寿春，时在楚考烈王 22 年，即公元前 241 年。公元前 223 年，秦灭楚，因而楚以寿春为都城的时间只有 19 年。寿春在今安徽寿县境内。

1983 年春，安徽省文物考古研究所开始调查寿春城遗址，经过几年工作，初步认为寿春城遗址应在今寿县城东南部，范围是“东至东津渡，西至寿西湖西岸，南至十里头、九里沟一线，北至淝水，总面积约 $20km^2$”。

1987 年 5 月到 1988 年 3 月，安徽省文物考古研究所与安徽省地矿局遥感站合作，利用遥感技术对上述地区作进一步的调查[4]。他们收集了这个地区 1954 年 1:5 万、1967 年 1:3.5 万、1978 年 1:1.4 万的黑白航片，1975～1980 年 1:10 万到 20 万的卫星像片，1980 年 10 月 1:2 万的部分彩红外（0.79μm）片和 1:1 万到 3.5 万的部分热红外（3.5μm，8～14μm）片，进行了室内目视解译、地学相关分析及计算机数据图像处理，建立解译标志。

由于遗址范围内地势平坦，地表为农田覆盖，加以历史上黄、淮洪水泛滥，使遗址区高地夷平，洼地淤积，地面形态遭到严重破坏，给建立标志和解译带来不少困难。但通过不同时期航片的对比分析和数字图像处理，找到了古水道（护城河及古交通水路）影像和其它古建筑物影像，作为古寿春城遗址的影像判读标志。

航片上的水道影像为暗色直线状色带，分布十分规律，与周围块状农田的影像有明显区别；它们相交，组成规则的几何图形；在这些几何图形内，还可看到一些浅色调的圆形或矩形斑点，经地面调查，推测为古建筑物的影像；最外围的水道就是古寿春城的护城河。

之所以确定这些线条影像为水道，是因为：

(1) 根据地面调查，线条影像一般宽 30～40m，是水稻田区相对富水的地段和湿润的土壤；影像内的地势相对外侧普遍要低 0.2～0.5m；

(2)线条影像分布地区与考古调查推测的寿春城位置大体相同，但南界南移约 1.5km；

(3)线条影像分布区内有许多战国时期的陶片，而外面较少，寿县出土的楚国文物的绝大部分也在这个范围之内。

这些事实说明，根据线条影像划定的地区就是古寿春城所在地，如图 10-6 所示。

对上面解译的寿春城遗址西、南界线勘察时，发现城墙破坏严重，但仍可看出断续的土垄。进一步发掘表明，从上而下，第一层为农耕土，第二层为唐、宋以后的扰土层，第三层深 0.5～2.3m，所含陶片均属战国时期遗物。另外，在双埂楼一带解译所定的城墙位置

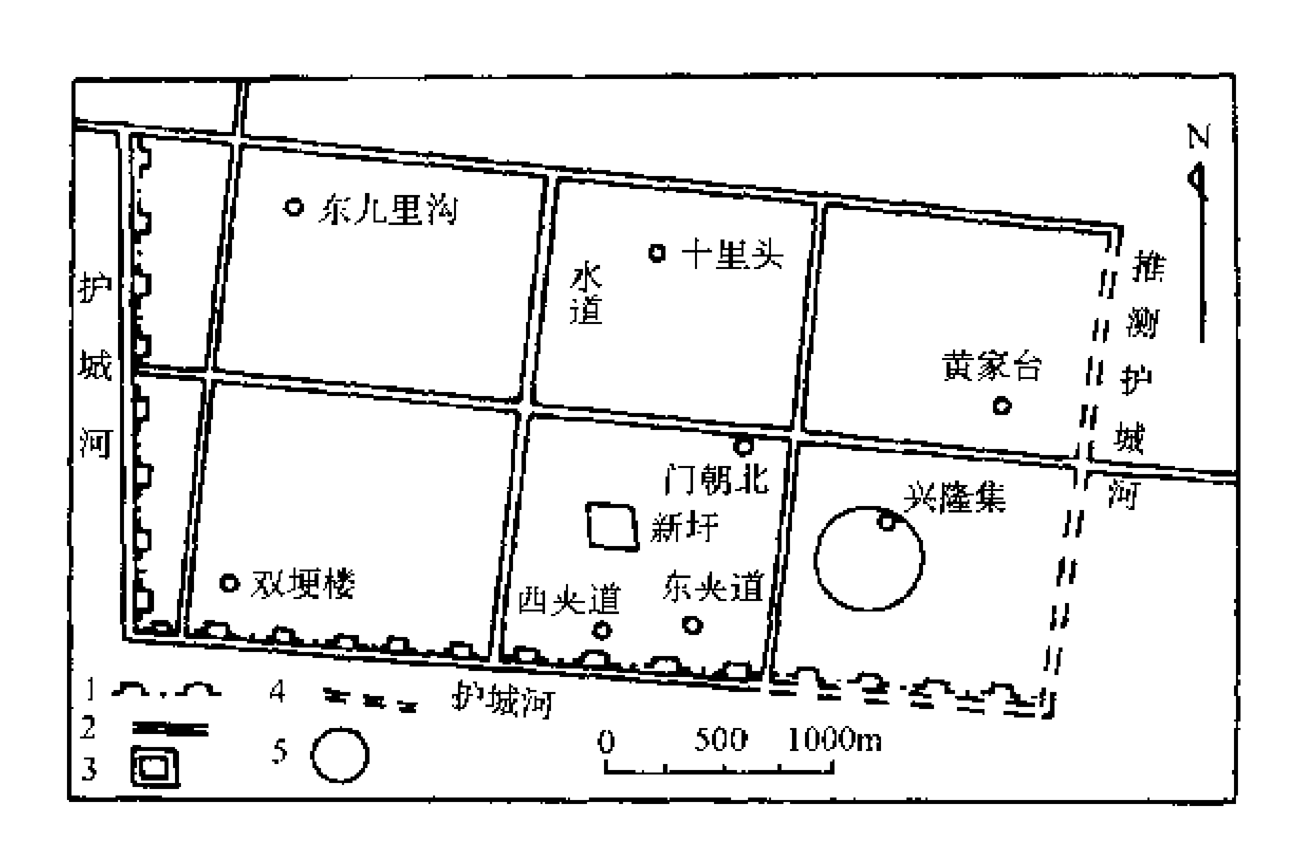


图 10-6 安徽寿县楚都寿春城遗址南部水道分布图
(引自丁邦钧等,1991)
1.推测城墙;2.护城河;3.水道;
4.推测护城河;5.推测圆形古建筑物

上,还做了对称四极电阻率法,城墙与护城河都有清晰显示。

4. 河南省开封市宋代都城城墙遗址的电法勘查

今日的开封是北宋王朝都城所在地。由于后来的战争及黄河多次决口,宋代都城遭受破坏和泥沙淤淹,现已埋在地下6~8m深处。残存的城墙也已成为地下城墙了。

1981年底,安徽省滁县地区文物保护科研所及文化部文物局文物保护科技研究所合作,在开封西郊南正门村一段地下古城墙遗址上,进行了物探试验工作[54]。

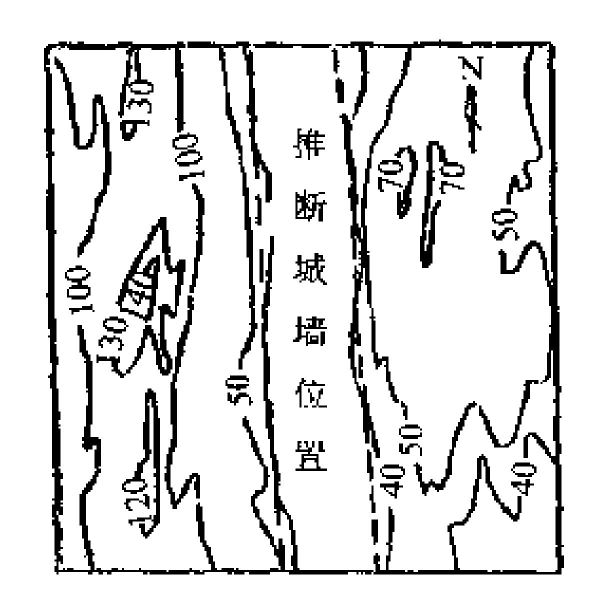


图 10-7 北宋都城城墙遗址视电阻率等值线平面图
(引自张寅生,1987)

测区地层自上而下为:地表耕土,为粉状沙粒,厚1m左右;下为含沙土层,厚约7m;再下为纯沙层,深达10m以上。城墙为层状夯土结构,位于含沙土层中。地下水位在8m左右深处。根据现场电性测量,夯土层视电阻率为21Ω·m,含沙土层视电阻率为58Ω·m,因此采用对称四极电剖面法扫面,精测剖面一条和电测深点10个。精测剖面包括对称四极剖面法、联合剖面法、偶极法和电测深等装置进行的测量。勘查结果见图10-7及图10-8。

根据电法勘查资料,推断城墙平均宽度为20m,墙体中心埋深4m,钻探验证结果,城墙宽22m,墙体中心埋深3.5m,二者相当吻合。

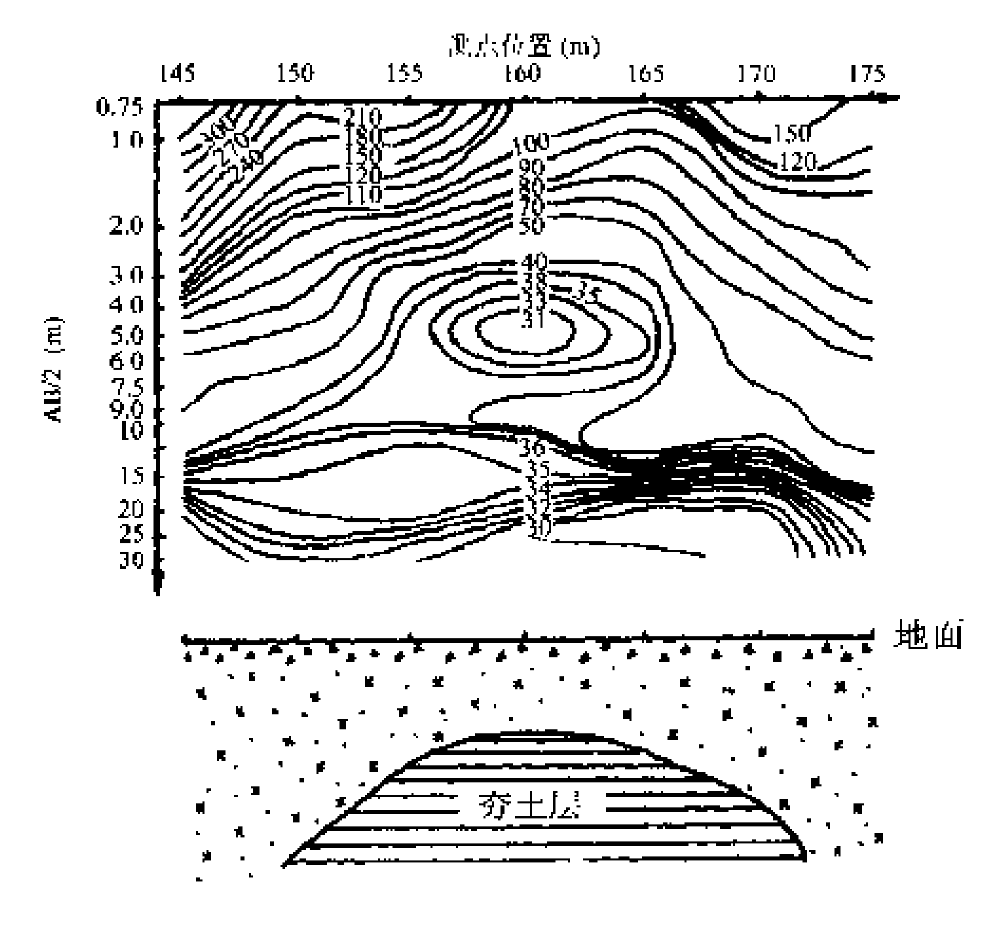


图 10－8　北宋都城城墙夯土层上电测深剖面及推断的夯土层剖面图
（引自张寅生，1987）

5. 凤阳明中都城门遗址的电阻率探测[54]

朱元璋做了皇帝，曾经打算把首都设在他的老家——今安徽凤阳，因而在那里建了一座都城，这就是明代都城——南京和北京之外的中都。中都城现在还保存相当长的城墙和个别的城门。城门基址为夹碎砖瓦的夯土，电阻率为 10～30Ω·m；周围为粘土，电阻率为 1～10Ω·m。探测结果见图 10－9，基址上的视电阻率为高值。

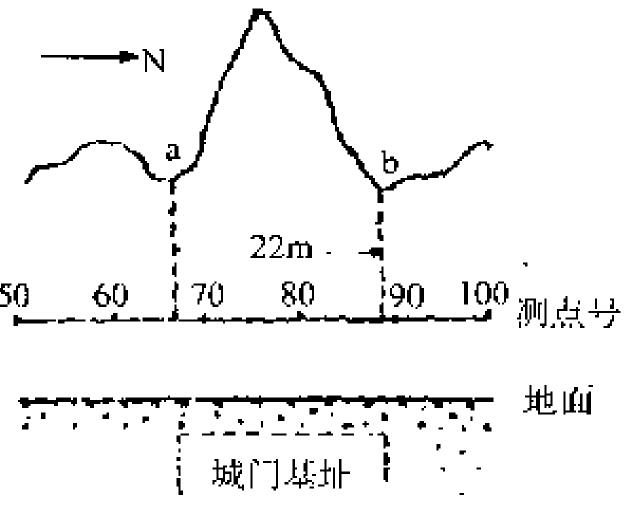


图 10－9　安徽凤阳明中都城门遗址的电阻率探测成果图
（引自张寅生，1987）

6. 河南省商丘市东周时期宋城遗址高密度电阻率法勘查

商丘古城位于商丘市郊，是中国社会科学院考古研究所和美国哈佛大学联合组成的考古队在1996 年春天发现的，经钻探，已基本确定遗址范围，并推断为东周时期宋城遗址。城墙系夯土结构，宽约 12～16m，高约 8～10m。由于历史上黄河多次泛滥、改道，古城墙完全被泥沙掩埋在地下，其顶面埋深 2～4m，底面埋深 10～12m。城区地势平坦，地下水位 5～6m。后来，中国科学院地球物理研究所与中国社会科学院考古研究所合作在城墙遗址上做了物探试验工作[46]。根据实地物性测量，夯土层的电阻率为 35～42Ω·m，同一深度的泥土层为 15～25Ω·m，城墙表现为高阻特征，因而采用高密度电阻率法。工作主要在西、南两面城墙遗址上进行。测量剖面垂直于城墙走向，共布置约 50 条剖面，主要是用二极、

三极装置,少量用了偶极-偶极装置进行观测。工作结果,得到城墙上方地电断面如图10-10所示。

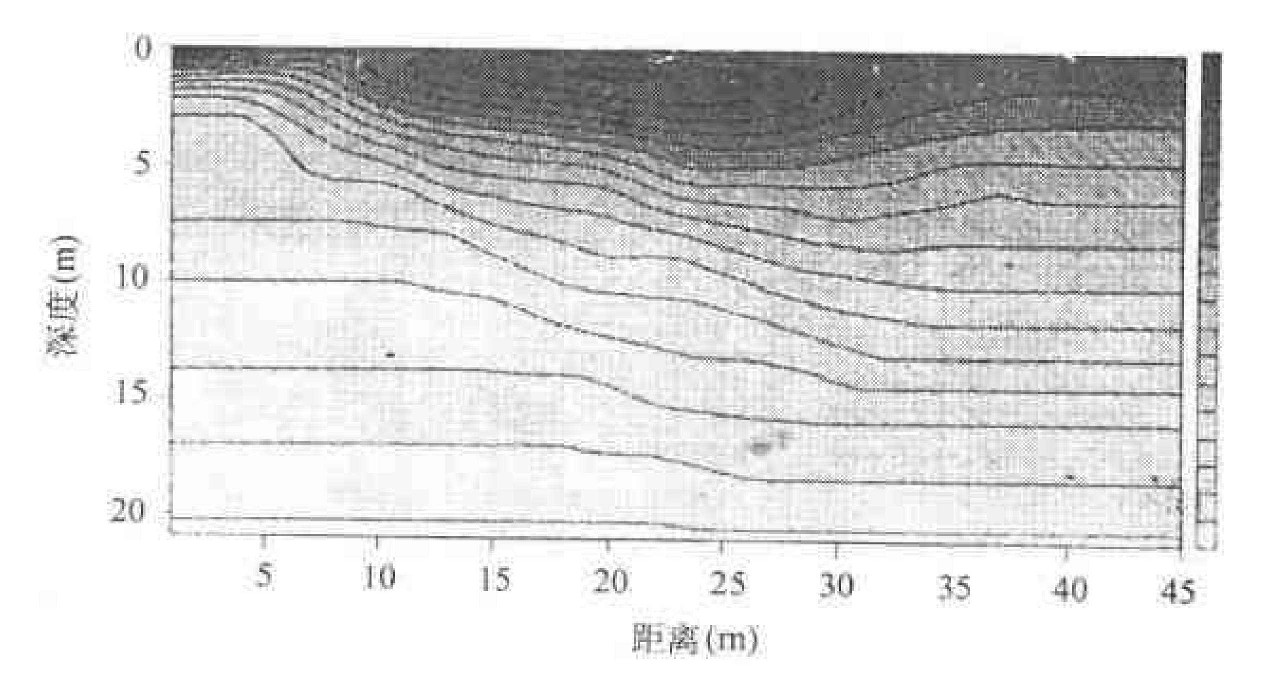


图 10-10 城墙遗址上地电断面图
(引自闫永利等,1998)

由图可见,城墙遗址上方的视电阻率特征由浅到深依次为低-高-低,横向范围比城墙的宽度大,纵向范围比城墙底部向下的延伸小。这个现象,可用高密度电阻率法的测量结果是地下相应深度范围内地层电阻率的综合反映来解释。为此,就必须对测量数据进行反演,才能反映城墙断面的实际面貌,图10-11为图10-10所示电阻率断面的反演结果。由二图对比可见,经过反演,电阻率断面与城墙断面相当吻合。

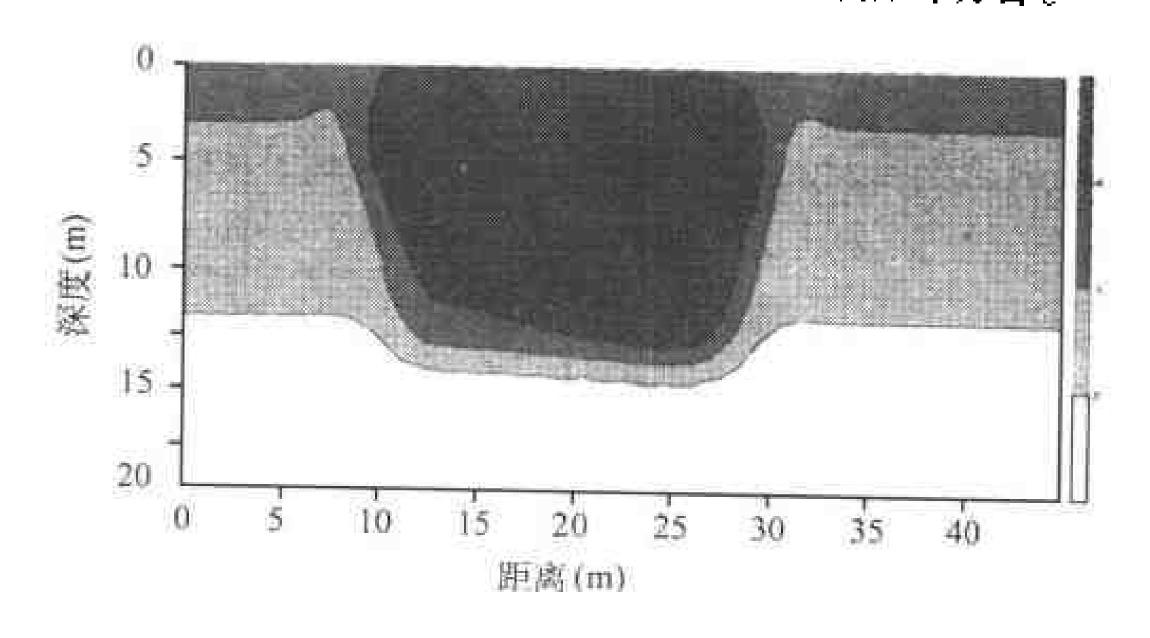


图 10-11 宋城城墙遗址电阻率断面的反演结果
(引自闫永利等,1998)

从以上所举几个古城遗址的勘查来看,遥感是一个很有效的方法,能够提供古城遗址的轮廓及大体位置,而电法可以用来确定城墙的具体位置及埋深。但将宋东京城墙遗址与明中都城门基址或商丘宋城城墙遗址的电阻率勘查结果进行对比,可见它们在电阻率异常上的反映是不同的:前者为低阻,后二者为高阻,因此,在勘查同一类型的遗址时,事先一定要弄清勘探目标与周围介质的物性差别,否则,容易得出错误的结论。

第二节　其他聚落及建筑物遗址

聚落遗址有以下几个特征：

一是有建筑物，不管是夯土建筑还是砖石建筑，与周围介质比，都有或强或弱的磁性、电性等方面物性的差别；

二是有灶及火坑之类，磁性往往相当强；

三是有富含有机物的生活垃圾，可能形成磁化率及磷异常；

四是漆器之类器物较多，有较明显的汞异常。

此外，室内地面铺垫物及道路都可能具有一定的磁性，在电性方面与周围介质也往往有差别，可以形成异常。有的聚落外围还有土墙、壕沟之类，也可由航空摄影或热红外遥感资料判读出来，有时还能形成电性异常及磁异常或磁化率异常。

下面就以国内已经发表的聚落、建筑物的地球物理、地球化学勘查为例，介绍这些方法在解决这类问题中的实际应用。

一、河南安阳殷墟地球物理及地球化学勘查

殷墟在今河南省安阳市小屯村，是商代后期诸王，从盘庚到出名的暴君——纣王建都的地方，时间长达250多年(前1324～前1065)，因此，这里的地下，埋藏了大量商代文物。我国历史上最早的一位女将军——商王武丁(前1250～前1192)的妻子妇好墓，就在这里。

殷墟从1928年开始发掘，至今已有近70年的历史，初步弄清了殷墟的布局。但殷墟范围有20多平方公里，面积相当大，要想以较小的代价取得较大的效果，就必须采用地球物理和地球化学等效率较高的勘查方法。

1985年和1987年，殷欣平、申斌等人分别在殷墟进行了地球化学和地球物理探测，工作范围包括宫殿区与墓葬区，因此，下面只好将二者放在一起介绍。

1.1985年的地球化学勘查

1985年，地质矿产部地球物理地球化学勘查所殷欣平等人对殷墟四种不同类型的遗址区，包括宫殿遗址区、平民墓葬区、贵族墓葬区和未发掘的贵族墓葬区进行勘查[42]。他们采用土壤汞量测量方法。土壤样品采自地下1.5～2m深处，用塞曼原子吸收法测定样品中的汞。勘查结果：殷墟保护区的土壤汞量一般在600×10^{-9}以上，而安阳市土壤汞背景值不到50×10^{-9}，二者可以清楚地分别开来，见图10－12；在保护区内，平民墓葬区土壤汞量平均约120×10^{-9}，是安阳市背景值的4倍，而已发掘的贵族墓葬区土壤汞量平均约350×10^{-9}，是背景值的10倍，是平民墓葬区土壤汞量的两倍以上；未发掘的贵族墓葬区的土壤汞量更高，平均值近$1\,500\times10^{-9}$，最高值近$16\,000\times10^{-9}$；宫殿遗址区土壤汞量最高，平均值约$3\,300\times10^{-9}$，最高近$16\,400\times10^{-9}$。

殷墟土壤汞异常这么高，是与当时贵族大量使用汞和汞的化合物朱砂分不开的。据考古资料，河南偃师二里头商代早期宫殿遗址中的玉器和铜器都包在朱砂里；许多墓葬以

朱砂铺地，妇好墓的棺底就有一层较厚的朱砂。汞及汞的化合物当时用得那么多，形成那么明显的汞异常，这就为用地球化学测汞法进一步勘查殷墟，提供了十分有利的条件。

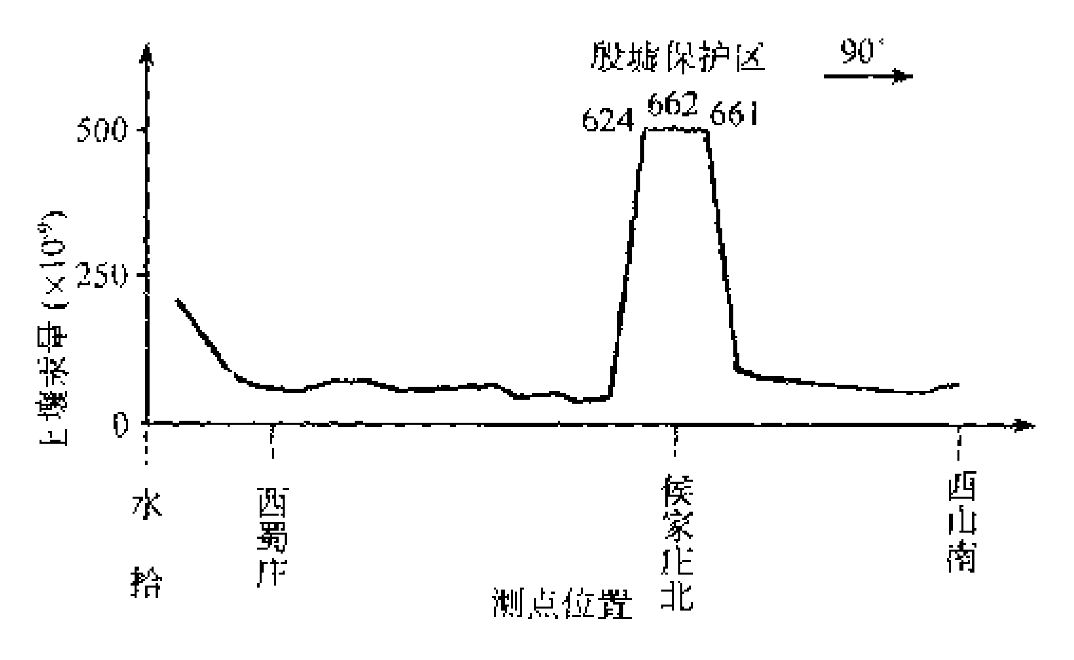


图 10－12　安阳地球化学勘查剖面土壤汞量曲线
（据殷欣平，转引自伍宗华等，1994）

2.1987 年的地球物理及地球化学勘查

1987年春天，申斌等人又在殷墟王陵区及宫殿区进行了地球物理及地球化学勘查[31]。

他们首先对殷墟所在地区有没有干扰异常的问题进行了分析研究。

他们分析了汞异常是否与自然矿化有关。自然界的汞的富集过程容易与砷(As)、锑(Sb)、铋(Bi)等元素的富集过程相伴生，因此，他们用原子荧光方法分析了勘查区中的砷、锑、铋元素。结果表明，这些元素的含量在土壤背景含量的变化范围之内，与汞含量的变化无关。其次，他们也调查到，该地区无工业污染源，地形上方及河流上游也无高含量汞的来源，从而证明汞异常只能是地下文物所引起。

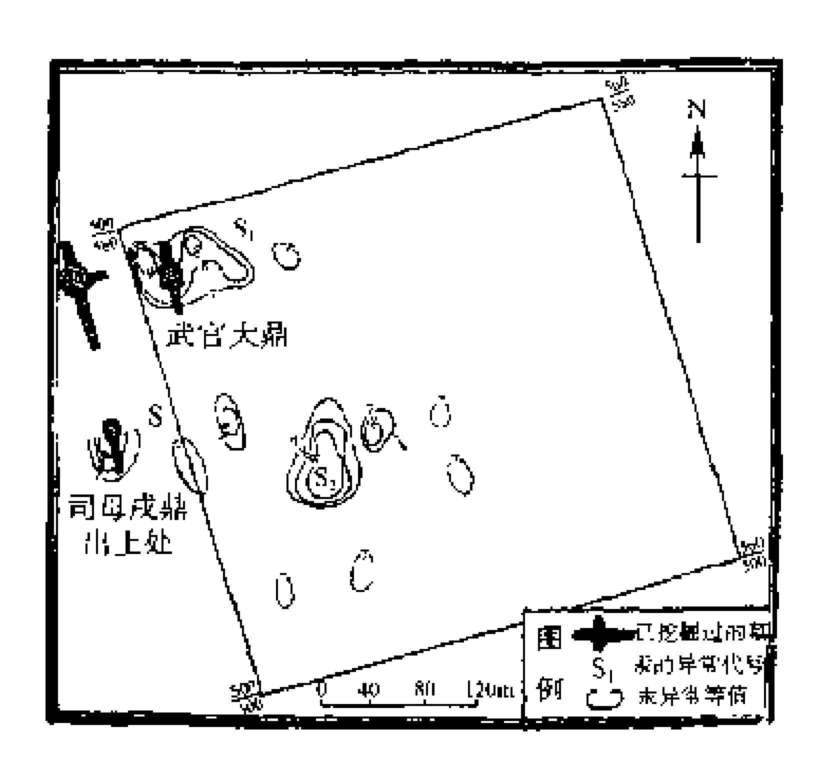
根据以上研究结果，他们采用热释汞法在王陵区及宫殿区进行工作。勘查结果，王陵区已知的大墓，像发现著名的司母戊大鼎的大墓以及武官村大墓，都有对应得很好的热释汞异常，如图 10－13 所示；宫殿区已知的遗址基本上与热释汞异常相对应，而且异常强度较高，如图 10－14 所示。但也有一些异常与已知遗址位置不太一致，分析有三方面原因：一是已知遗址经过发掘，改变了异常源的原始位置；二是由于漫长岁月中水流等天然搬运作用，异常偏离了原来的位置；第三，也可能是发掘过的遗址未经准确测量，图上位置不准所致。

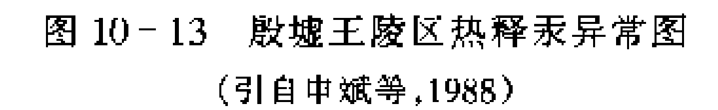
此外，还发现不少新的异常，为将来的考古发掘，提供了重要依据。

在王陵区和宫殿区，他们还做了脉冲瞬变电磁法测量，发现了一些异常，与热释汞异常基本吻合。

3.安阳殷墟遥感考古研究

1997 年，中国社会科学院考古研究所刘建国等对东、北至洹河，西至安阳钢铁公司，南至安李铁路的安阳殷墟及其附近地区进行了遥感考古研究[22]。他们采用的遥感资料




图 10－13　殷墟王陵区热释汞异常图
（引自申斌等，1988）

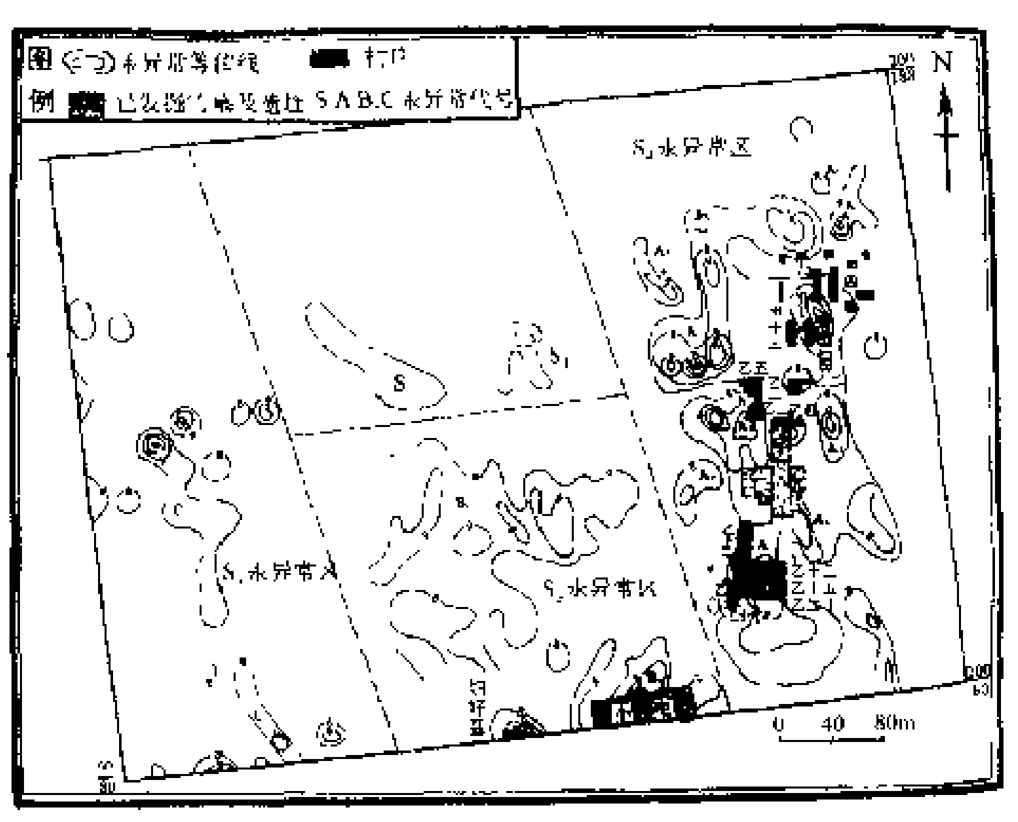


图 10－14　殷墟宫殿区热释汞异常图
（引自申斌等，1988）

有：1984 年 4 月 22 日的彩红外航片，1987 年 4 月 17 日 TM 影像，1993 年 10 月 19 日 TM 影像和 1996 年夏季全色黑白航片。工作过程中，他们在 1984 年的航片和 1987 年的 TM 影像上没有发现明显异常，但在 1993 年的 TM 影像上发现大量异常，这是一些包含在地面信息之间的较弱的影像图斑。图斑的色调较浅，边缘较清晰，基本上可判定是地下异常引起的，通过彩色增强处理后，能明显地反映出来。为什么在 1987 年的 TM 影像上没有发现明显异常，而在 1993 年 TM 影像上却发现了大量异常？他们认为，这是因为 10 月中旬，安阳地区的气候较为干燥，降水很少，地表土地干燥，TM 数据能很好地反映地表以下地层的情况所致。他们将影像处理后的 TM 影像与航片叠加，得出较为准确的异常位置。通过分析，他们发现 3 个面积较大的异常：

（1）一个在体育场附近，面积约 450m×360m，1993 年考古研究所曾在此发掘，发现较密集的夯土填实的殷代墓葬。

（2）一个在四磨盘村南及东南，小庄村北，1997 年 12 月钻探验证，是众多夯土遗迹的整体反映。

（3）另一个在小屯以北及西北，这是早已证实的宫殿宗庙遗址区。

因此，他们认为，地下夯土基址等考古遗迹在地表土壤干燥裸露时，能在 TM 影像上形成明显的遗迹标志，特别是中红外波段的 TM 影像对地下遗迹的总体布局的反映，效果更好，但受地面分辨率的限制，不能准确地反映出单个遗迹的特征。

二、江苏镇江地区商周台形遗址与土墩墓的遥感探测

镇江地区分布不少商、周时期古人居住的台形高地和土墩墓，但数量及分布情况如何，一直没有确切的资料。从 1987 年起，镇江博物馆与华东师范大学地理系合作，用遥感技术对该地区广泛分布的台形遗址和土墩墓进行了一次调查[44]。他们收集了 1964 年冬天摄的 1:25000 的黑白立体影像，因为这时地面植被少，能比较清楚地判读出台形遗址和

土墩墓的大小及数量。

首先是建立台形遗址与土墩墓的判读标志：根据以往的考古调查，古人居住的台形遗址都分布在河流或湖泊的沿岸，靠近山岗而不与山岗相连；突出地面，高 2～10m 不等；形状为圆形、椭圆形或条形；顶部平坦；四周呈断壁、阶梯或缓坡状；面积从几百平方米到 5 万平方米不等；四周均为水田、溪流和池塘；在影像上，呈灰白色调，而周围耕地的色调较深，在黑白立体影像上是比较容易辨识的。土墩墓一般选择在高处，呈馒头状，个体较大，突起明显，往往成群分布，根据其形状和阴影标志，也易辨识。

工作结果，在镇江及其所辖句容、丹徒、和丹阳范围内，共查出台形遗址 185 处，土墩墓 3 134 座，即新增台形遗址 114 处。经过这次调查，对镇江地区的台形遗址和土墩墓的数量与分布情况，有了比较全面的了解。从总体上看，台形遗址与土墩墓交错分布，有些地方是共存的，从而解决了以往"湖熟文化"遗址不见墓葬的疑案。

三、河南登封县嵩岳寺塔塔基的电法探测

河南嵩山脚下的嵩岳寺塔始建于北魏正光元年（公元 520 年），是我国现存最古老的砖砌佛塔。塔高 40 余米，15 层。由于建筑技术高超，塔身虽由青砖黄泥垒砌而成，但经历 1 400 多年，仍巍然挺立。为了进行维修，需查明塔基情况，看是否建有面积大于塔身的塔基，以及是否有地宫。

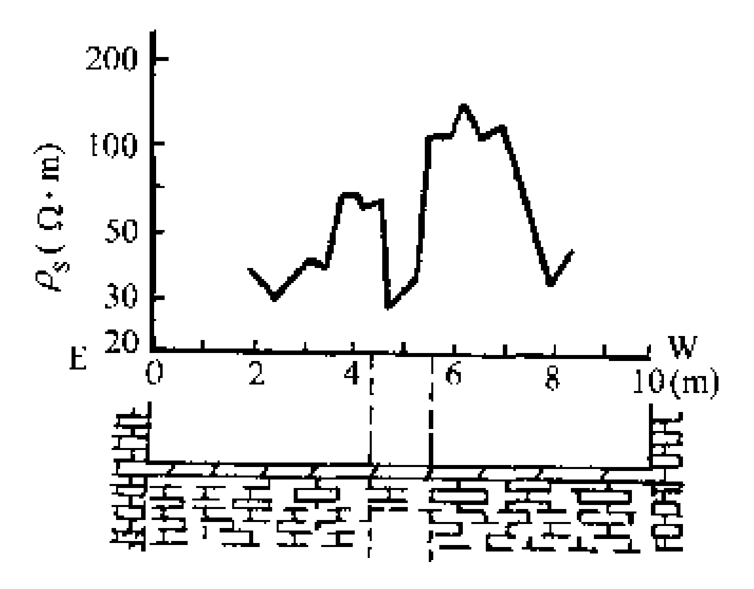


图 10－15　通过嵩岳寺塔"地宫"的中间梯度剖面曲线图
（引自钟世航，1991）

嵩岳寺塔周围的基岩为片麻岩和石英岩，地面上覆盖着人工堆积的杂土。塔砖与基岩、土壤之间，有明显的电阻率、介电常数、弹性波传播速度等方面的差别，因此采用了电阻率法和探地雷达法[58]。

（1）用电剖面和探地雷达探测出埋在地下约1.5m深处的砖或石砌塔基，其边界可达塔身外5～7m。

（2）在塔内用中间梯度装置，AB＝30m，MN＝1m，发现了一个埋深约 1m，大小约1.5m×1.5m的低阻体，发掘证明是一个填满细土的地穴，如图 10－15 所示。

四、新疆拜城县克孜尔千佛洞隐埋石窟的电阻率法勘查

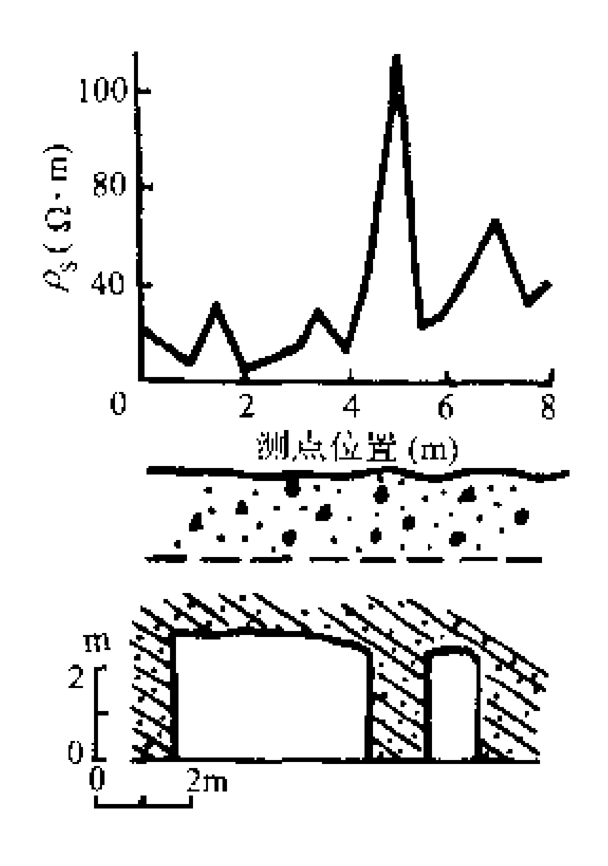


图 10－16　克孜尔千佛洞 006 号窟上方地面中间梯度剖面曲线图
（引自钟世航，1991）

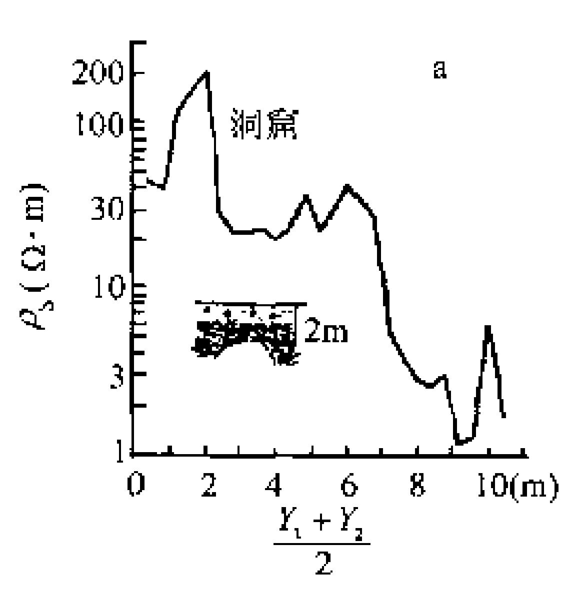
克孜尔千佛洞，又名赫色尔石窟，建在拜城县克孜尔镇东南 7km 处的木扎特河北岸，共 236 窟，是天山南麓最

大的佛教石窟群，也是现存比较完整的古龟兹文化遗址，始建于公元3世纪，至唐代废弃。石窟中塑像大部被毁，只有74窟尚保存部分精美壁画。不过，不少窟顶仍保留一些佛传故事和反映当时生产、生活的绘画，石窟后壁还有许多龟兹文题记，是研究新疆历史及文化艺术的宝贵资料。

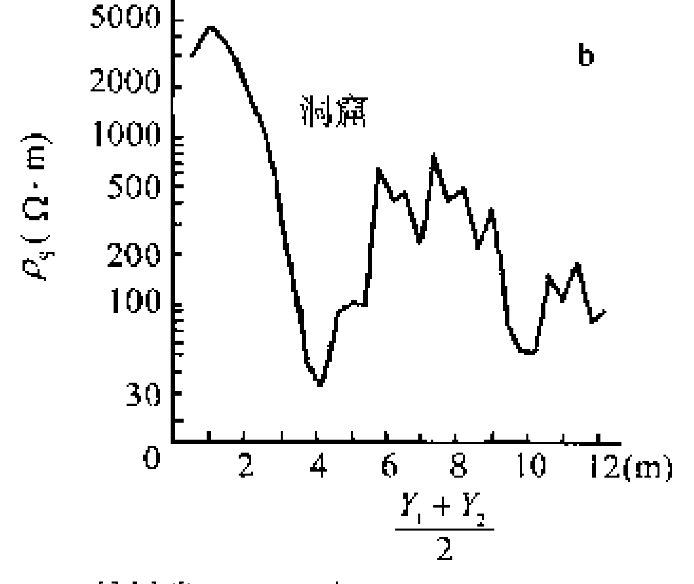
石窟分几层开凿在悬崖上，由于山体崩塌，可能有些石窟被埋在砂石里。20世纪70年代一个偶然的机会，露出了一个被埋的石窟，其中保存有壁画和泥塑，引起人们的关注。1988年开始全面维修，急需了解施工地区是否有被埋石窟。

勘查采用的是电阻率法[58]。图10-16就是一已知石窟上方中梯剖面图。由图可见，石窟呈低阻反映，这是由于石窟四壁涂了一层胶泥，后者吸收一部分水分，使胶泥内衬的电阻率比周围的砂岩低得多所致。

在测区内，先用中间梯度剖面作面积性普查，AB＝90～100m，MN＝2m，点距1m，测线距2m。然后根据中间梯度测量结果，布置三极法电测深，研究低阻异常是什么因素引起的，是石窟？是泥岩？或是覆盖层变厚所致？也了解一些高阻异常，了解现有石窟下的山体形态。最后用五极纵轴测深来研究被埋石窟引起的异常。图10-17的五极纵轴测深曲线反映地表2m以下可能有个石窟，发掘证实地下2m处有一洞穴。



a. II 22.7/1.5点，AB=8m，MN=0.4m；



b.1号异常（II 97/2点），AB=17m，MN=0.8m

图10-17 克孜尔千佛洞五极纵轴测深曲线

（引自钟世航，1991）

第三节 矿坑及冶炼遗址

一、湖北大冶铜绿山古铜矿遗址探地雷达勘查

大冶铜绿山铜矿是夕卡岩型铜矿，古铜矿遗址在大冶市西3km的铜绿镇。遗址南北长2km，东西宽1km。从1973年开始考古调查，已发现古代露天采场及地下采区20多个，古冶炼场所50多处。许多地方地面覆盖一层厚1m多的炉渣，总重量达40万吨以上。由古矿内采集的矿石和当地采集的块状铜矿石——孔雀石的铜含量为12%～50%来估计，累计产铜量在8万吨以上。遗址的时代，据出土坑木的^{14}C年龄测定，距今约

2800 年，相当于西周时期，并一直延续到西汉。因此，这是我国已发掘的古铜矿中规模最大、生产时间最长的一处铜矿遗址。从出土的井巷支架和照明、排水、选矿、采装、提升等生产器材来看，当时已成功地解决了采矿技术中的主要问题，形成了一套完整的矿山生产技术，因而铜绿山古铜矿遗址具有极为重要的历史和文物价值。

1989 年，中国地质大学(武汉)应用地球物理系对 7 号矿体的三个老窿区(编号为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)做了探地雷达勘查[17,60]。

这次共布置 18 条探地雷达测线，其中有的测线通过原有的钻孔位置。为了能清晰反映直径在 1m 以上的探测目标，采用的测点距为 0.2m。此外，还利用通过 ZK16 和 ZK19 钻孔所得的探地雷达图像，与钻孔岩心柱状图以及考古资料进行比较分析，确定了老窿区充填土、接触破碎带、夕卡岩和考古信息的探地雷达图像特征，为实测资料的正确解释提供了地质与考古依据。

老窿位于接触破碎带中，而破碎带内又充填有围岩风化后形成的粘土。未经挖掘的地区，探地雷达反射波同相轴清晰，且能连续追踪，而挖掘区则很难追踪。

图 10－18 是横跨老窿，并通过 ZK21、ZK5 和 ZK10 三个钻井的Ⅲ－4 号测线(参见图 10－19a)上的探地雷达图像，由图可见，原生地层表现为密集的、容易追踪的窄反射波(如图的左右两侧)，而老窿(图的中央部分)中的回填土虽表现为强反射波，但横向变化大，且同相轴较难追踪。

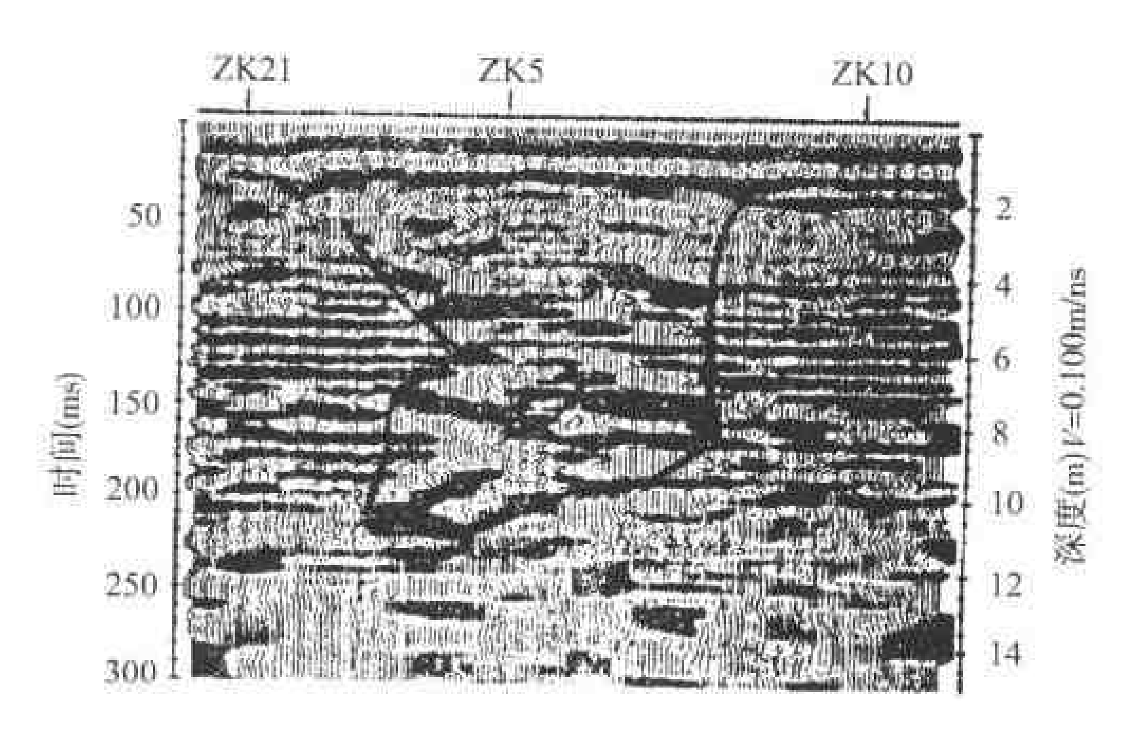


图 10－18 铜绿山古铜矿老窿区Ⅲ－4 号测线的探地雷达图像
(引自李大心，1994)

探地雷达勘查的结果如下：

(1)探地雷达的探测结果与原考古勘探结果基本一致，但探地雷达反映了比较完整的情况，补充原勘探资料的不足。例如图 10－19 所示的Ⅲ号遗址，在标高 +53m 和 +48m 上，探地雷达所得的老窿投影(图 10－19b)与原勘探结果(图 10－19a)基本一致，但在 +43m标高上，探地雷达的老窿投影与原勘探结果比较，向东扩展了许多。

(2)考古发掘表明，古代开采铜矿的方式是边探边采，哪儿矿富就往哪儿采，因此，古巷道在水平和垂直方向上的延伸，变化很大。原勘探结果对此反映不大明显，而探地雷达探测的结果就反映了这个情况，如图 10－19c 及图 10－19d 所示。

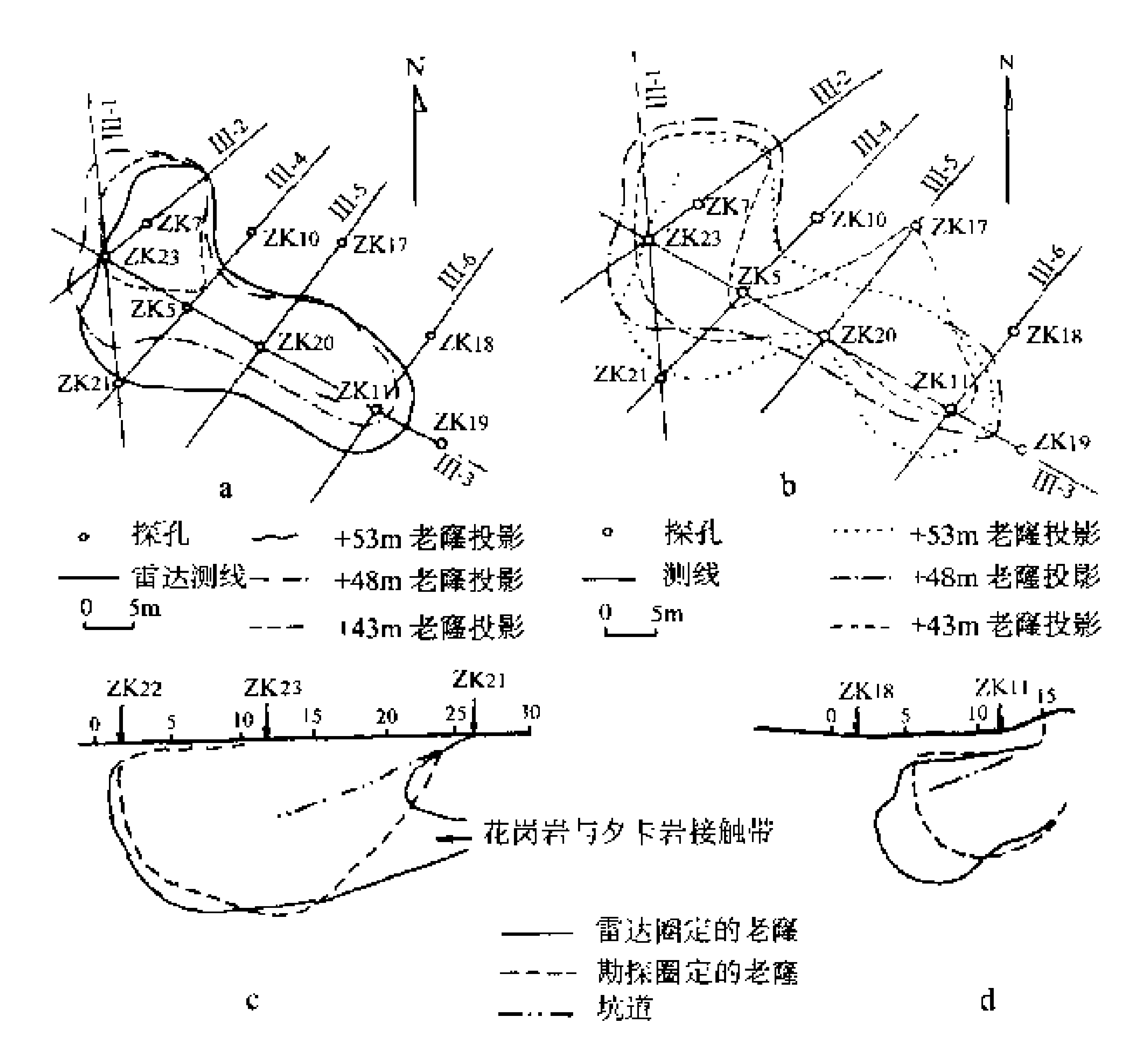


图 10－19　探地雷达和勘探控制的Ⅲ号老窿平面投影图及剖面图
（转引自朱俊英，1996）
a. 考古勘探控制的Ⅲ号老窿投影图；b. 雷达探测的Ⅲ号老窿投影图；
c. Ⅲ－1 测线雷达探测剖面图；d. Ⅲ－6 测线雷达探测剖面图

二、匈牙利旧石器时代燧石矿遗址的电阻率探测

燧石是人类早期制造工具和武器的材料。1984 年，匈牙利布达佩斯历史博物馆收到捐赠的文物——古人用鹿角精制的工具，而且了解到这些文物是在布达佩斯郊区的法尔卡斯里特发现的。于是，考古工作者就在那里开展工作，发现了旧石器时代人类制作的燧石物品，因而采用电阻率法来寻找古燧石矿的位置[71]。

勘查使用的是偶极-偶极排列。为了研究不同的深度，采用几种不同的电极距。图 10－20 即为该遗址上的一个等视电阻率断面图。由于燧石矿处于白云岩内，因此，图上

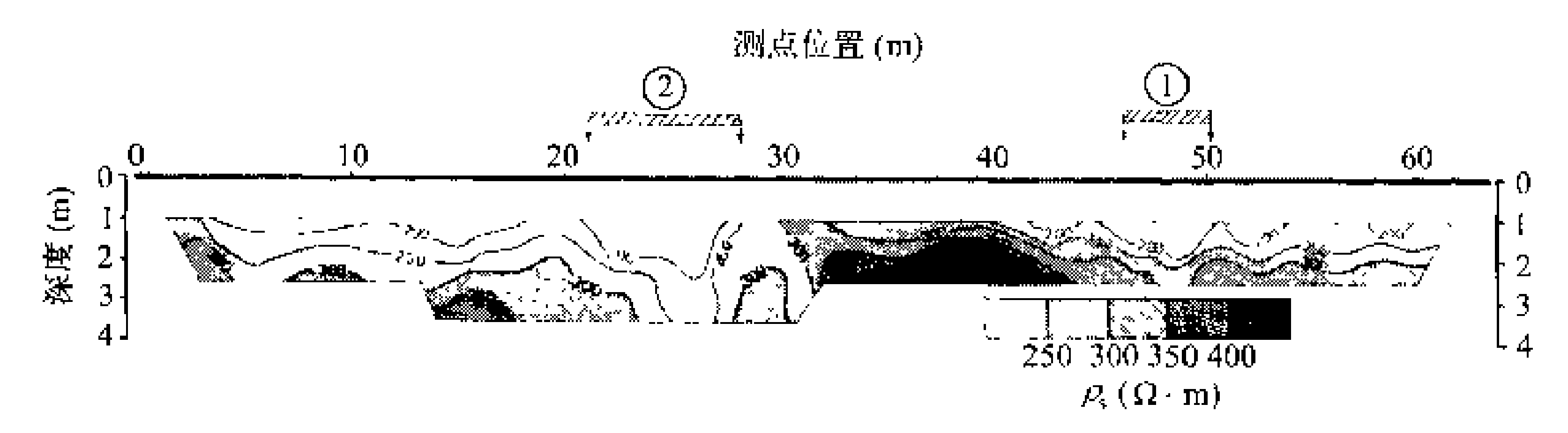


图 10－20　匈牙利一古矿坑遗址等视电阻率断面图
（引自 M. Pattantyus-A. 1986）

的低电阻率区可能是古矿坑。发掘结果,在①处未发现矿坑,而②的地下是一个距今约5万年旧石器时代中期的古矿坑遗址。

图 10-21 是由不同深度的视电阻率测量绘制而成的三维图。它显示了古矿坑的范围和形状。在发掘地段(图中阴影区),采集了近60件由鹿角精制的采矿工具。这是匈牙利第一次发现的新石器时代以前的矿山遗址。

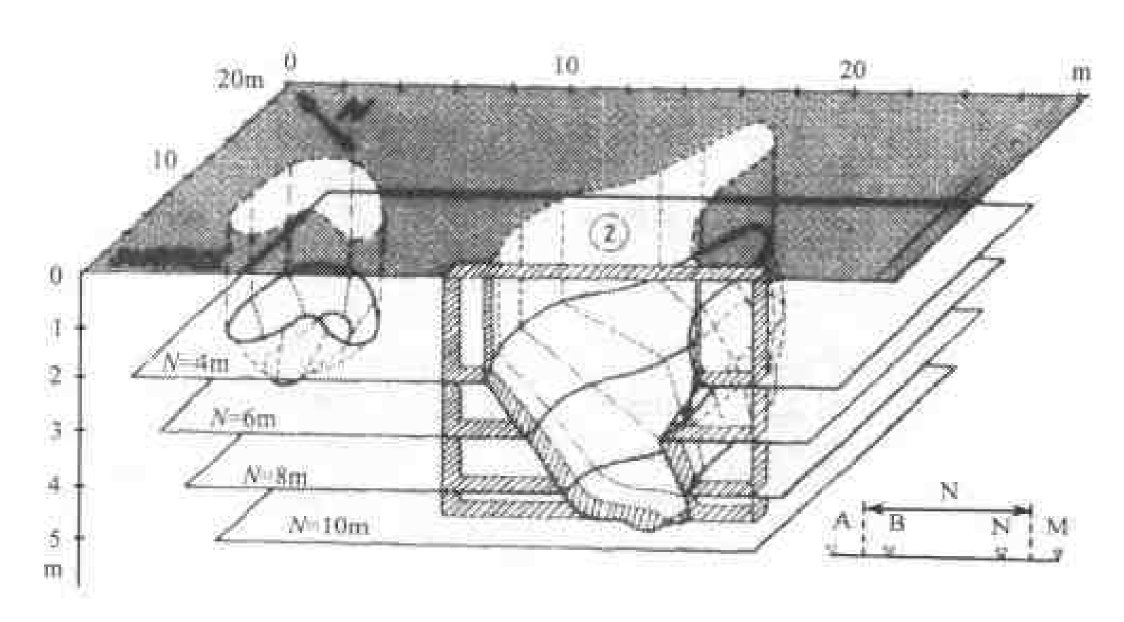


图 10-21 由电阻率测量数据绘制的古矿坑三维图
(引自 M. Pattantyus-A. 1986)

三、安徽南陵县古铜矿冶炼遗址的磁法勘探

该古铜矿冶炼遗址位于安徽南部,是东周-西汉时期的冶炼遗址,也是我国东南地区发现的唯一古代大型冶炼遗址。冶炼遗址一般含有冶炼炉、工作台、工棚、产品和炼渣等。现地面堆积着大面积的厚层炼渣,其中铁的氧化物含量在36%以上。地下埋藏着一些残废炼炉。炉基系炉渣锤砸而成,炉缸和炉身为红烧土。工作台由碎渣铺成。安徽省滁州市文物保护科研所在这里进行了磁法勘探[55],测量一些标本的磁性如表 10-1:

表 10-1 安徽南陵县古铜矿冶炼遗址标本的磁性

标本名称	剩余磁化强度(A/m)	磁化率($\times 10^{-6}$SI)
炼炉(红烧土)	1.61	6180
工作台	0.17	10800
炼渣	11.2	51000

由上表可见,炼渣磁性最强,炼炉及工作台次之。

在遗址上进行了探头高度分别为1m及1.5m的面积测量。图 10-22a 是探头高度为1m时的 ΔT 等值线平面图,图 10-22b 是 ΔT 垂向梯度等值线平面图。由图可见,从西北往东南,一字排列着四个异常,它们相对于周围的背景场来说,都是低值异常。推测G1及G2为炼炉引起的异常,其他两个为与炼炉相应的工作台引起的异常。发掘证实了这个推断。

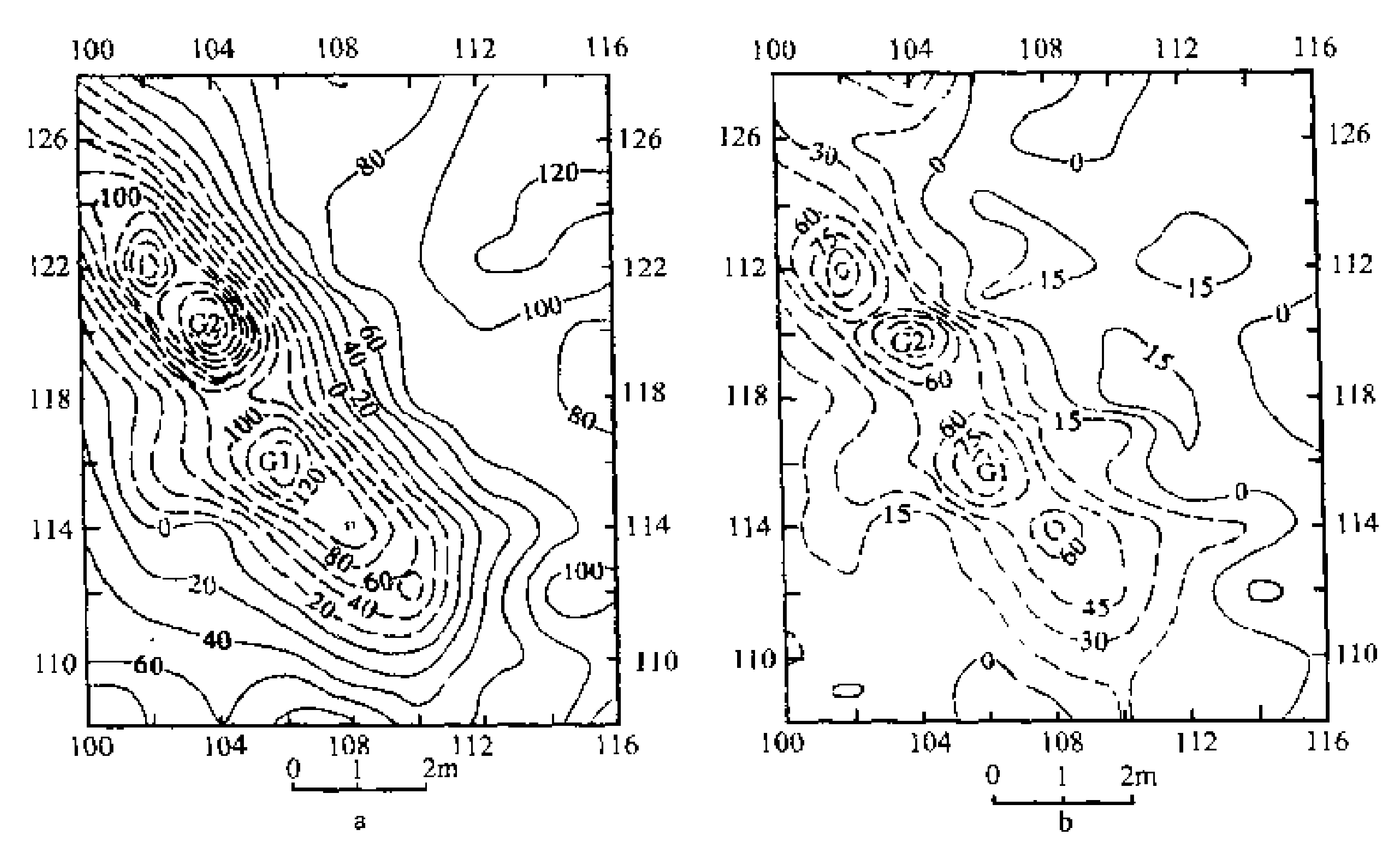


图 10-22 安徽南陵县古铜矿冶炼遗址磁法勘探成果图

(引自张寅生,1999)

a. ΔT 等值线平面图;b. ΔT 垂向梯度等值线平面图

第四节 古河道勘查

在大范围内研究河道变迁的历史,确定古河道的大体位置的最佳方法,莫过于遥感。而在古河道大致位置已经清楚,需要了解它们的具体位置和掩埋在覆盖层下的结构时,一般可采用电法和地震法。

1980 年至 1983 年,中国科学院与天津市合作进行了“天津-渤海湾地区环境遥感试验”,采用航天、航空遥感,对该地区的环境以及河道和海岸线的变迁,做了相当深入的分析研究。1984 年至 1986 年,中国科学院又在“六·五”计划重大攻关项目“黄、淮、海平原综合治理和合理开发”中,列入“黄、淮、海平原水域动态演变遥感应用研究”课题,利用航天及航空遥感资料,对黄河、淮河、海河三条大河的河道、平原上的湖泊以及海岸线的变迁进行了研究,获得了丰富的成果。下面就以天津地区古河道的遥感为例,介绍遥感在古河道勘查方面的应用,同时,也介绍其他地球物理方法在探测古河道方面的几个实例。

一、天津地区古河道的遥感调查

中国科学院遥感应用研究所利用 1980 年“天津-渤海湾地区环境遥感试验”所得的 1:2.5万彩色红外航空像片和 1975 年 8 月 21 日陆地卫星扫描图像对天津地区古河道作了调查分析[20]。

古河道都埋在地下，特别是在城市里，房屋鳞次栉比，地面调查十分困难。经过分析研究，确定了天津市南部古河道的三个判读标志：

一是村庄和菜地随古河道分布，菜地地块较小，分布零乱，与大田明显不同；

二是村庄、菜地影像颜色斑斓，大田颜色比较单一；

三是街道和房屋也顺古河道弯曲排列。

根据这些标志，找到了三类古河道：

1. 黄河古河道

据历史资料，黄河曾经有四次改道的入海点在天津附近：

第一次，改道的年代不明，大致分两路分别经现在的大清河北及马厂减河入海。这次从航片上未看到经大清河北入海的古河道。

第二次及第三次，分别于 1048 及 1098 年经天津入海。在彩色红外航空像片上见到的从黑龙港河，经独流镇附近入南运河到天津的古河道，可能与这两次黄河由天津入海有关，见图 10－23。至于图上显示的独流减河与天津市之间的东西向古河道，西起南运河，东经灰堆入海河，也可能是黄河入海的古河道之一。

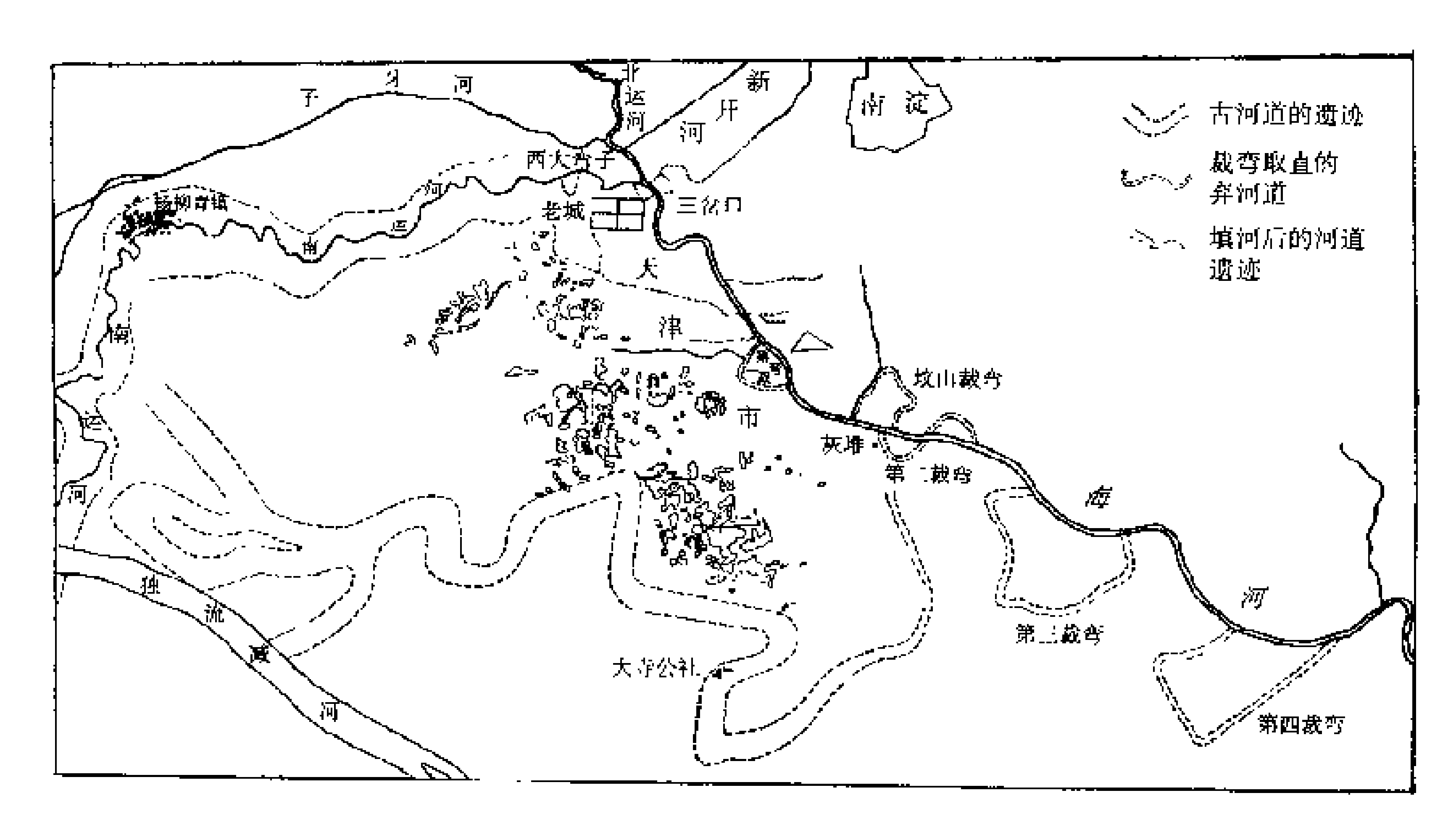


图 10－23　天津古河道判读图

（引自李涛，1985）

第四次是在 1448 年，黄河经大清河入海，这次未能作出解译。

2. 海河旧河道遗迹

20 世纪初，天津作为北方沿海工业城市而迅速发展起来，但海河弯道太多，航运不便，于是多次裁弯取直，留下一些老河道的遗迹，如上图所示的西起西大弯子裁弯，东至第四裁弯等河道遗迹。图 10－24 就是彩色红外航空像片显示的海河第二裁弯的河道遗迹。

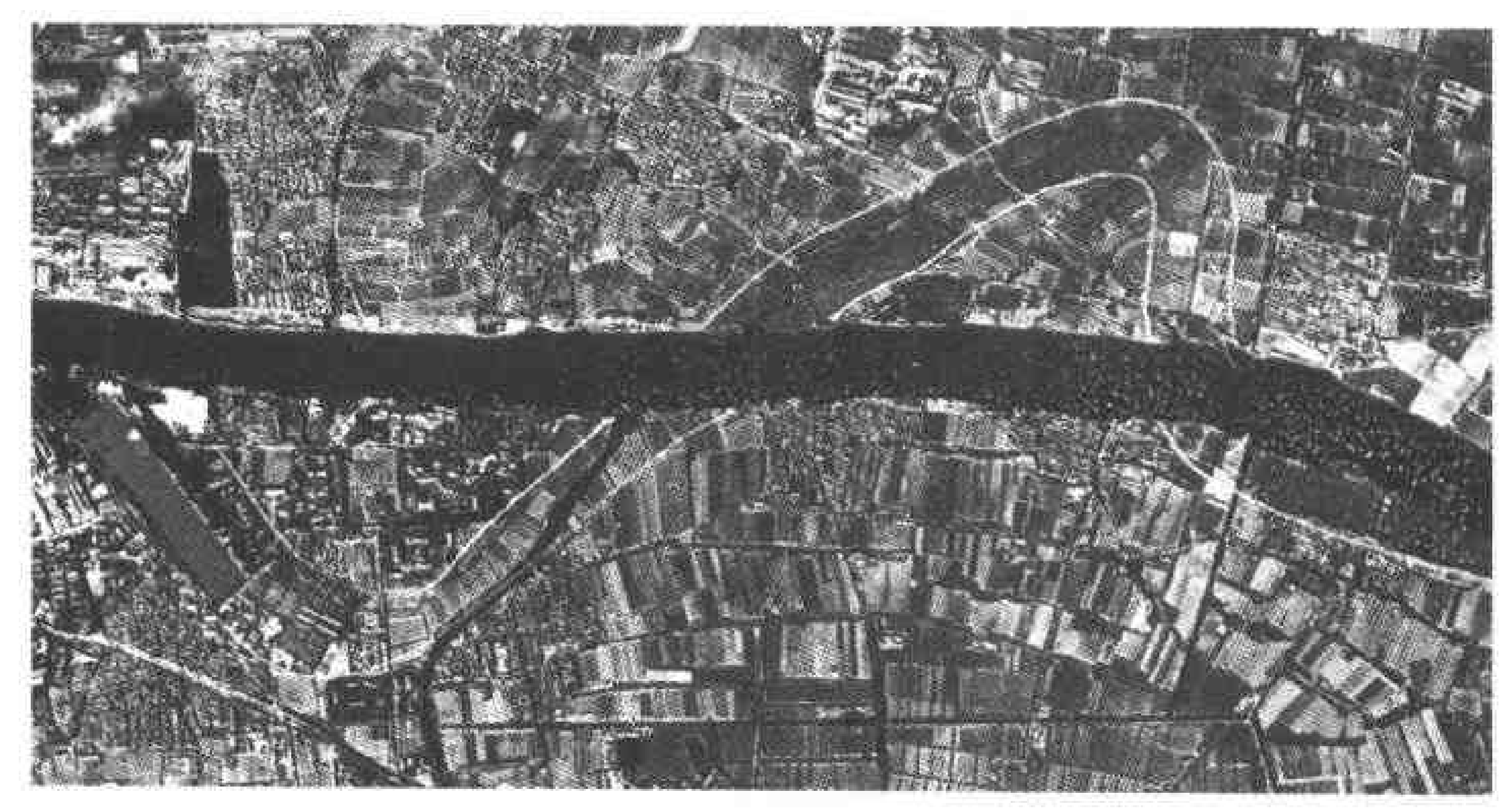


图 10－24　彩色红外航空像片显示的海河第二裁弯河道遗迹

（引自李涛，1985）

3．海河右岸支流填河后的旧河道遗迹

在天津市三岔口往东南的海河两岸，都能见到这类河道遗迹，见图 10－23。

二、河北青县邓庄子古河道电阻率法探测

河北省青县邓庄子位于子牙新河南，沧县兴济镇南运河西，青沧排水渠东侧。过去曾

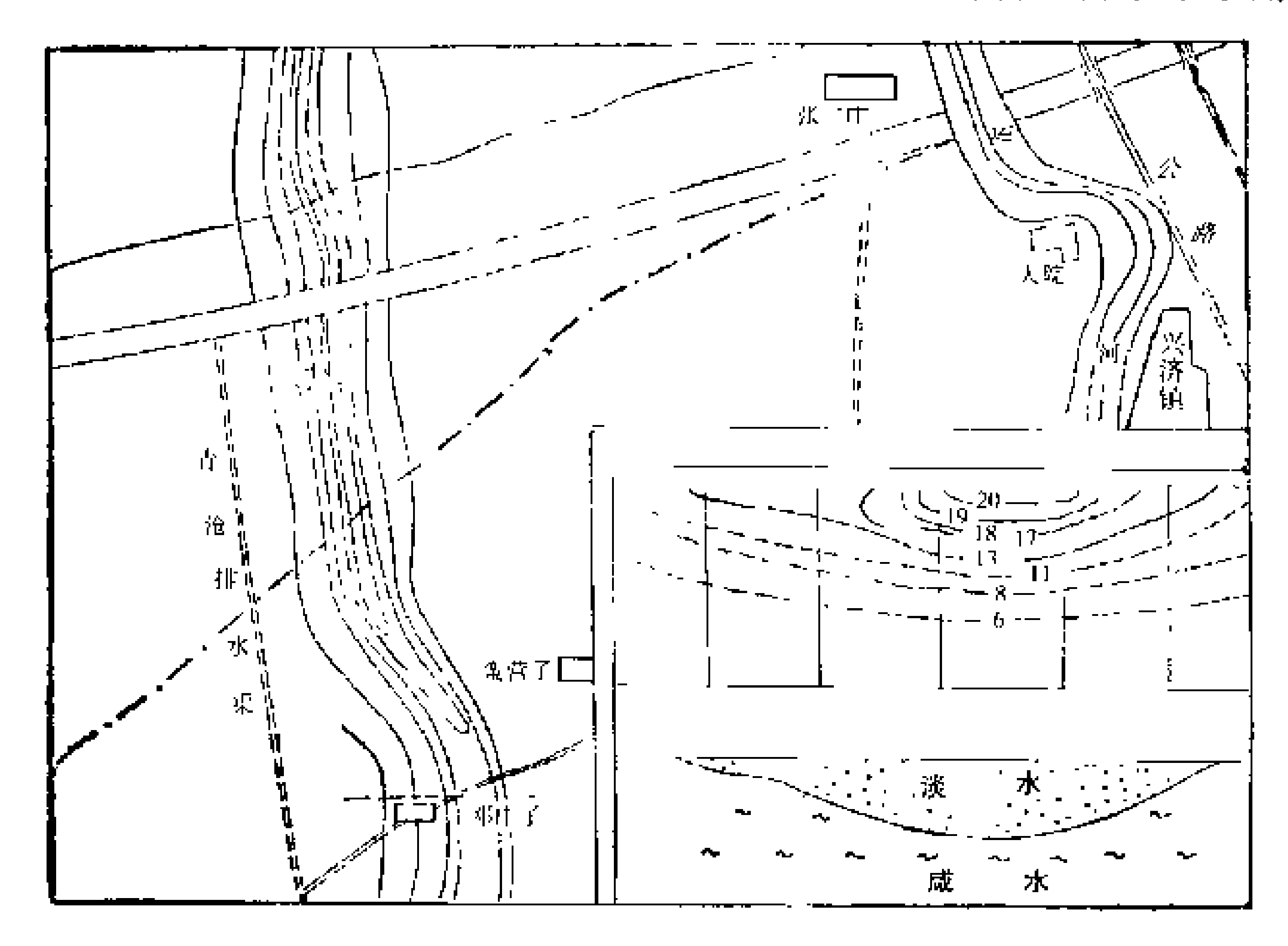


图 10－25　青县邓庄子古河道电法探测成果图

（引自河北省地理研究所地貌研究室，1979）

经在这里进行了电阻率面积测量工作[10]。由于古河道沙中所含的水是淡水，而古河道周围沙中所含的水是咸水，前者的电阻率比后者高，故电阻率法圈出的视电阻率高值带即古河道所在。图 10－25 为该地区等视电阻率平面图，反映了古河道的位置。图 10－25 右下侧为在邓庄子附近横截古河道的等视电阻率及河道断面图。

三、北京市北郊古河道的电法勘查

北京大学地质地理系曾用电阻率法和激发极化法在北京北郊勘查古河道[10]。工作结果，电阻率法未能发现古河道，而激发极化法却得到了明显的古河道异常，如图 10－26 及 10－27 所示。

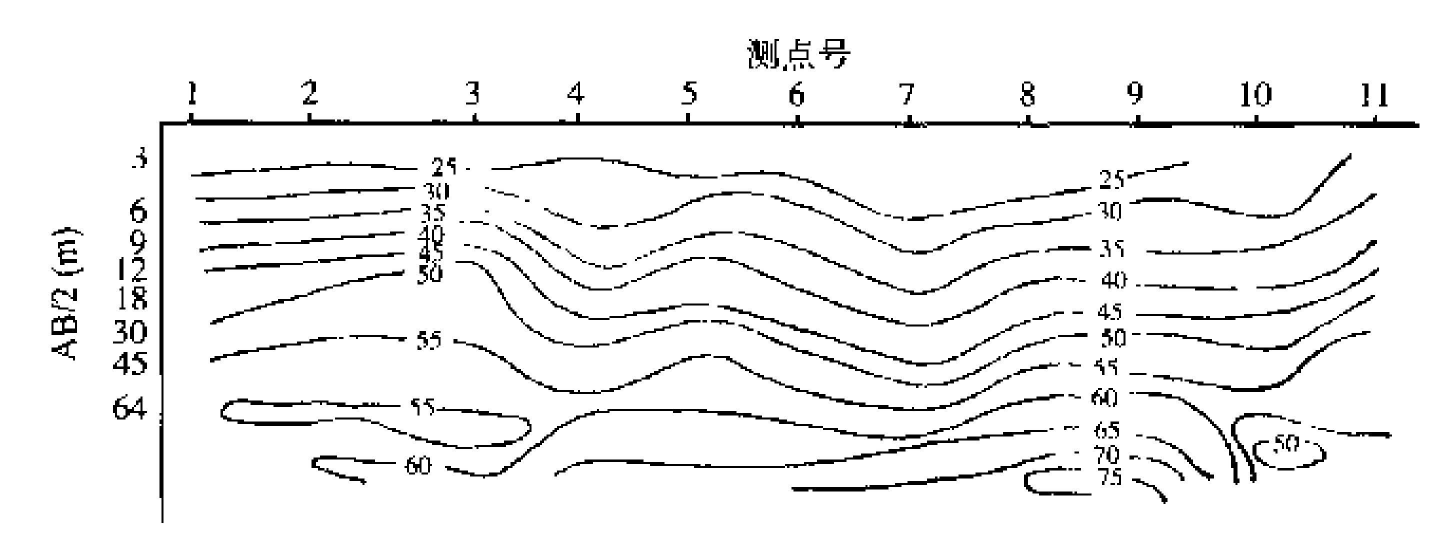


图 10－26　北京北郊古河道Ⅰ号剖面视电阻率等值线图
（引自河北省地理研究所地貌研究室，1979）

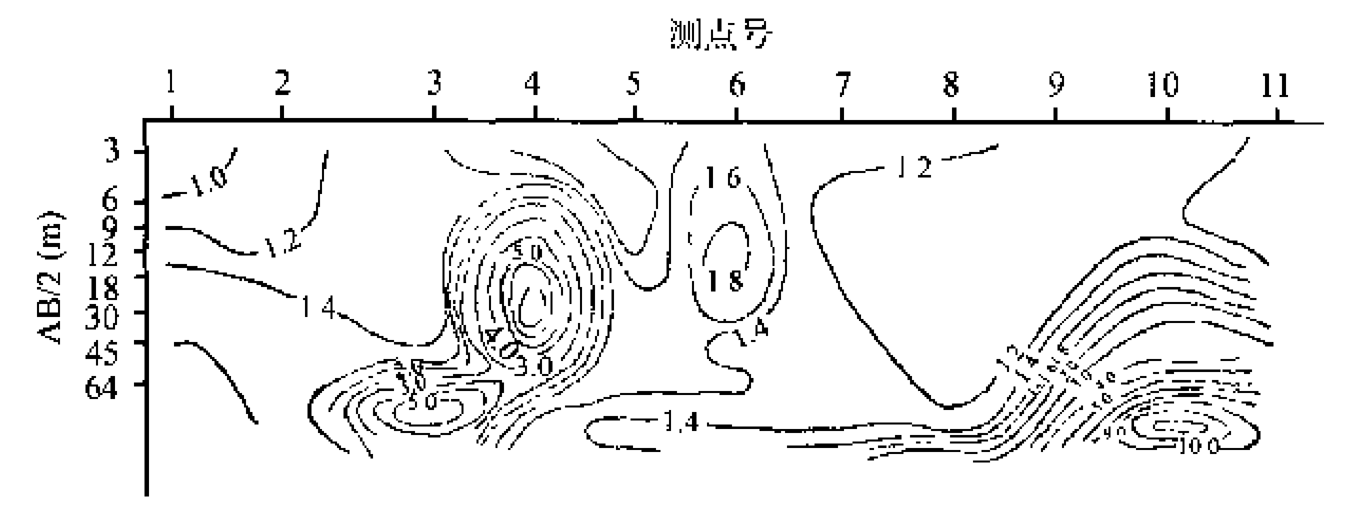


图 10－27　北京北郊古河道Ⅰ号剖面视极化率等值线图
（引自河北省地理研究所地貌研究室，1979）

由图 10－27 可见，4 号测点处有一明显的视极化率异常，后来的钻探也证明这里是一条古河道。古河道主要由含水的砂砾组成，极化率较周围的地层高，因而形成视极化率异常，而此处砂砾的电阻率与周围地层无明显差别，因而未能产生可分辨的电阻率异常。这也再一次地说明，某种地球物理方法是否有效，关键在于探测目标与围岩之间有没有物理性质的差别。弄清工作地区探测目标与围岩的物性差别，是设计该工作地区地球物理勘查工作的基本依据。

第五节　古湖泊勘查

罗布泊是我国西部最出名的湖泊之一,我国古籍中早就有它的记载。

《山海经》是我国一部古老的地理书,称罗布泊为泑泽。泑,是黑色的水的意思。

《史记·大宛列传》说于阗之东,"水东流注盐泽。……而楼兰、姑师邑有城郭,临盐泽"[33]。盐泽,指的就是罗布泊,说明它是一个内陆咸水湖。

郦道元的《水经注》说"泑泽,即经所谓蒲昌海也。水积鄯善之东北,龙城之西南。龙城,……地广千里,皆为盐而刚坚也。……故蒲昌亦有盐泽之称也。……泑泽……广袤三百里,其水澄渟,冬夏不减"[18]。说明当时的罗布泊的水域是很宽广的。

清代的地图,更明确地标明了它的位置。

到了近代,这个湖泊的位置和水的性质在一些外国探险家的著作中,反而被弄得神秘莫测。

1876 年,俄国人普尔热瓦尔斯基(Н. М. Пржевальский)把喀拉和顺湖当作罗布泊,说罗布泊是淡水湖,位置在我国地图标定的位置的南边,认为我国清代的地图画错了。

1900 年,瑞典人斯文海定(Anders Sven Hedin)测出楼兰遗址附近有一片洼地,比喀拉和顺的地势低,认为中国地图没有错,而是罗布泊"游移"到喀拉和顺去了。

1959 年,中国科学院新疆综合考察队对罗布泊地区进行了考察。当时的罗布泊还是一个湖水浩淼的大湖。考察结果,认为喀拉和顺和罗布泊是相通的,罗布泊不是一个"游移"湖,塔里木河的改道曾引起湖水面积的变化。

1980～1981 年,中国科学院新疆分院组织罗布泊综合科学考察队对罗布泊地区又进行了考察[43]。根据卫星与航空遥感资料及地面调查确定,在阿尔金山西侧,与山的走向大致平行,从西南到东北,排列了三个湖。它们依次是:台特马湖、喀拉和顺湖和罗布泊。

台特马湖,又称卡拉布浪海子,在罗布庄东侧,米兰的西北边,湖底海拔为 807m。1959 年调查时,湖水而积为 88km^2,平均水深为 30～40cm,湖水矿化度为 7.7g/L。现湖已干,只在夏季洪水时坑洼中才有积水。从台特马湖有干河道往东北通喀拉和顺湖,河道在阿不旦附近宽达 30m,深 4～5m。

喀拉和顺湖,湖底海拔 788m,面积约 1 100 km^2。1921 年塔里木河改道经孔雀河人罗布泊后,喀拉和顺湖因水量急剧减少而逐渐干涸。现存湖底的螺壳属淡水螺类,说明喀拉和顺湖当年应是淡水湖。从喀拉和顺湖也有干河道通罗布泊。河长约 40km,在卡拉和顺湖出口处,河宽约 500m,直到 1931 年还有河水人罗布泊。由 1958 年航片,可以绘制过去喀拉和顺湖人罗布泊的河道歧流图,如图 10－28 所示。

罗布泊,以海拔 780m 等高线为湖水水面时,水面面积为 5 350 km^2,湖底海拔为 778m,当年水深不过 2m。

从美国 1979 年卫星像片来看,罗布泊水面从古至今的变化,清晰可见。图 10－29 为由该卫星像片绘制的从卡拉和顺湖至罗布泊的河道人湖处三角洲分布图。图上也画出了与三角洲形成时间相应的湖岸线。

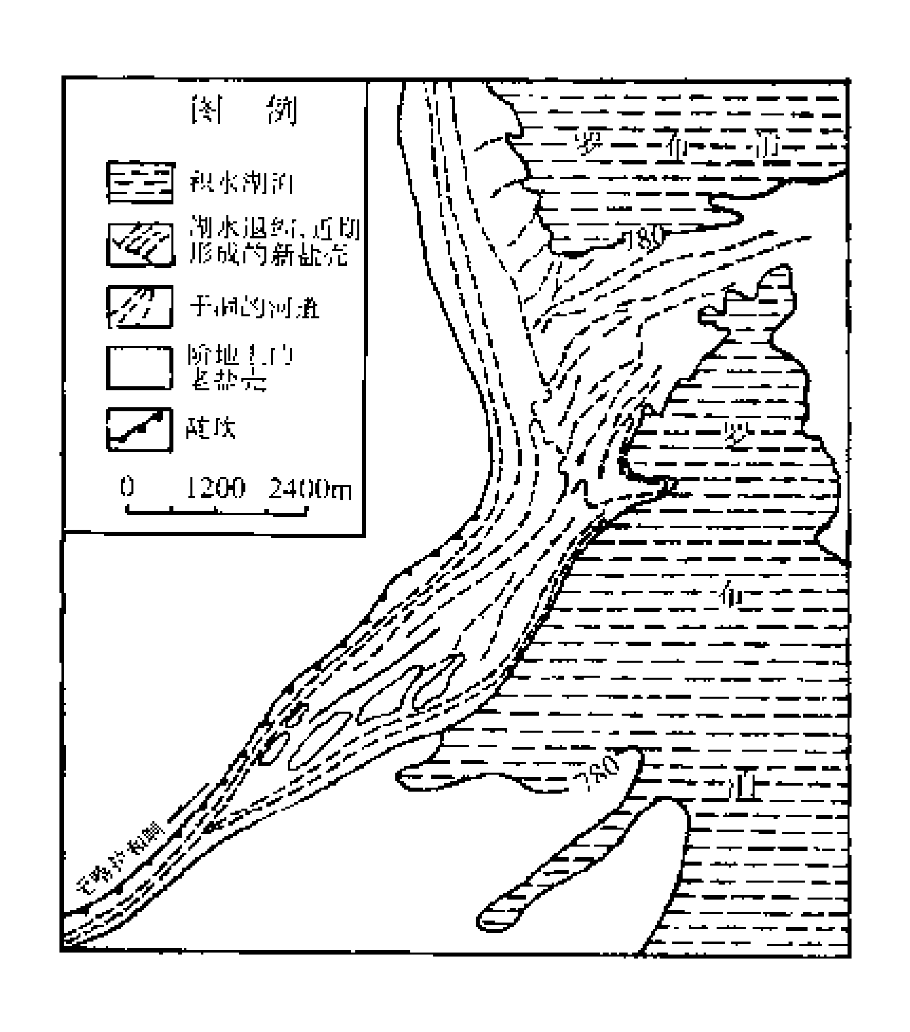


图 10 28 喀拉和顺湖流入罗布泊的河道歧流
(引自夏训诚等,1987)

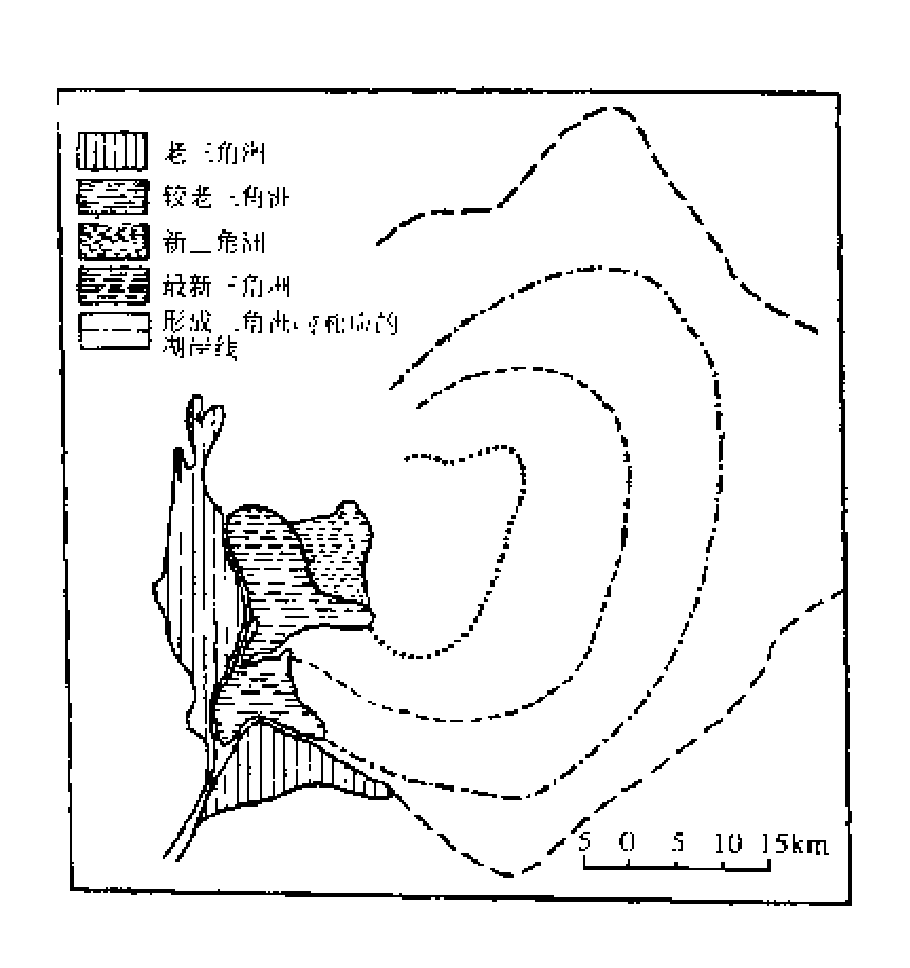


图 10 - 29 从卡拉和顺湖至罗布泊的河道入湖处三角洲分布图
(引自夏训诚等,1987)

图 10 - 30 卫星像片上罗布泊的历史变迁
(引自夏训诚等,1987)

图 10 30 是罗布泊地区的卫星像片,从像片上看,罗布泊历代湖岸线犹如人的耳轮,历历可数。

根据以上考察,得出结论:罗布泊不是“游移湖”,它在历史上就一直处于它现在的位置。

第六节 其他遗址

地球物理、地球化学方法在探测其它类型的遗址上也往往可以起到很好的作用。下面以古窑、井、坑为例来反映应用的效果。

一、河南登封县古窑及古井遗址的磁法勘查

在河南登封县一古代遗址上进行磁法勘查[45]时,发现了古窑及古井等多处遗址。

磁测工作的面积约 6 万平方米,用质子磁力仪进行了比例尺为 1:200 的面积测量,探头高度为 0.5m。测量结果,发现窑、井、坑等遗址数十处,其中:古窑的磁测结果如图 10 - 31 所示,而古井的磁测结果如图 10 - 32 所示。由图可见,古窑和古井在磁异常等值线图上都有相当清晰的显示。

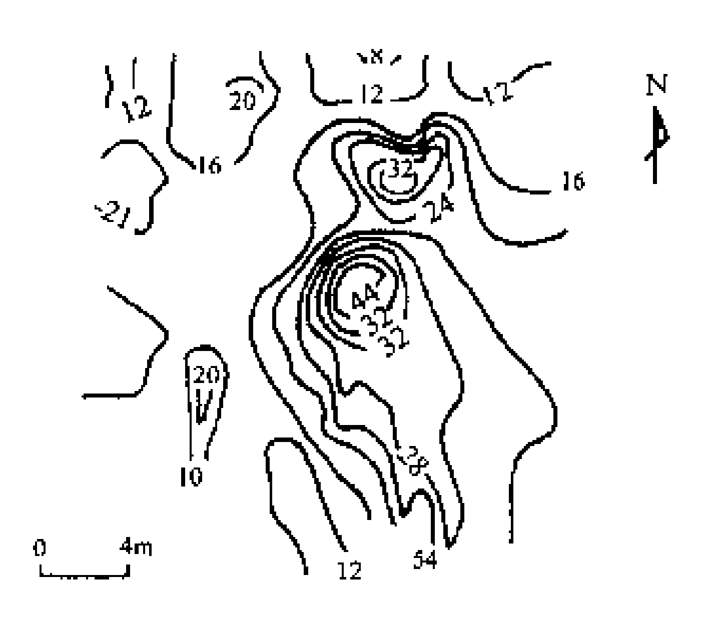


图 10-31　古窑遗址上的 T
磁异常等值线图
（引自阎桂林，1996）

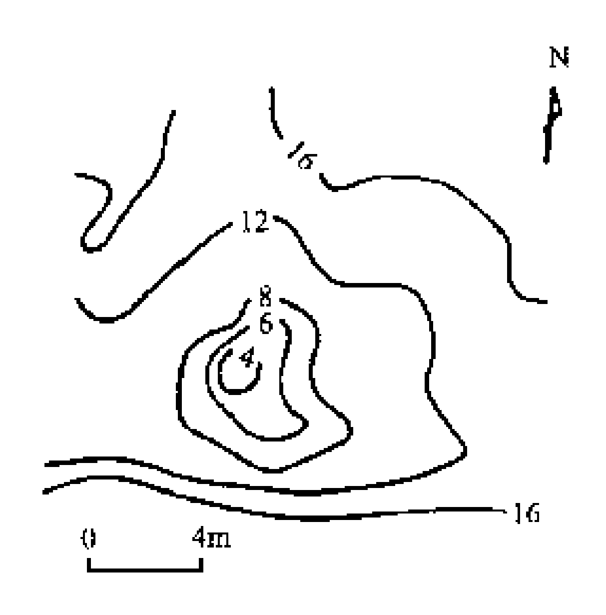


图 10-32　古井遗址上的 T
磁异常等值线图
（引自阎桂林，1996）

二、安徽绩溪县五代-北宋时期瓷窑遗址的地球物理探测

该瓷窑顺山坡而上修建。遗址地表为农田，有一水渠经过遗址，水渠两壁有大范围红烧土出露，一侧壁上有一拱形砖砌门券，但窑体位置难以确定。

安徽省滁州市文物保护科研所在这里做了磁法和电法测量[55]。他们测得的标本磁性如表 10-2：

表 10-2　安徽绩溪县五代-北宋时期瓷窑标本的磁性

标本名称	剩余磁化强度(A/m)	磁化率($\times10^{-6}$SI)
瓷窑(红烧土)	1.22	1170
窑砖	1.34～7.18	1630～3250
瓷片	0.33	1080

图 10-33a 是他们采用 0.5m 探头高度进行测量，并经化向磁极及一阶导数处理后得到的 ΔT 一阶导数异常等值线平面图，磁异常大致圈定了古瓷窑的位置。横穿磁异常中心部位的Ⅰ-Ⅰ′剖面又做了一条联合剖面和对称四极剖面测量，所得结果如图 10-33b，图中还给出了相应的 ΔT 异常剖面。由图 10-33b 可见，瓷窑及其两侧的废物堆反映为高电阻率异常，联合剖面两支曲线出现了相交现象，推测古窑体中心点在剖面图 124 号点附近。发掘结果基本上与推断相符。

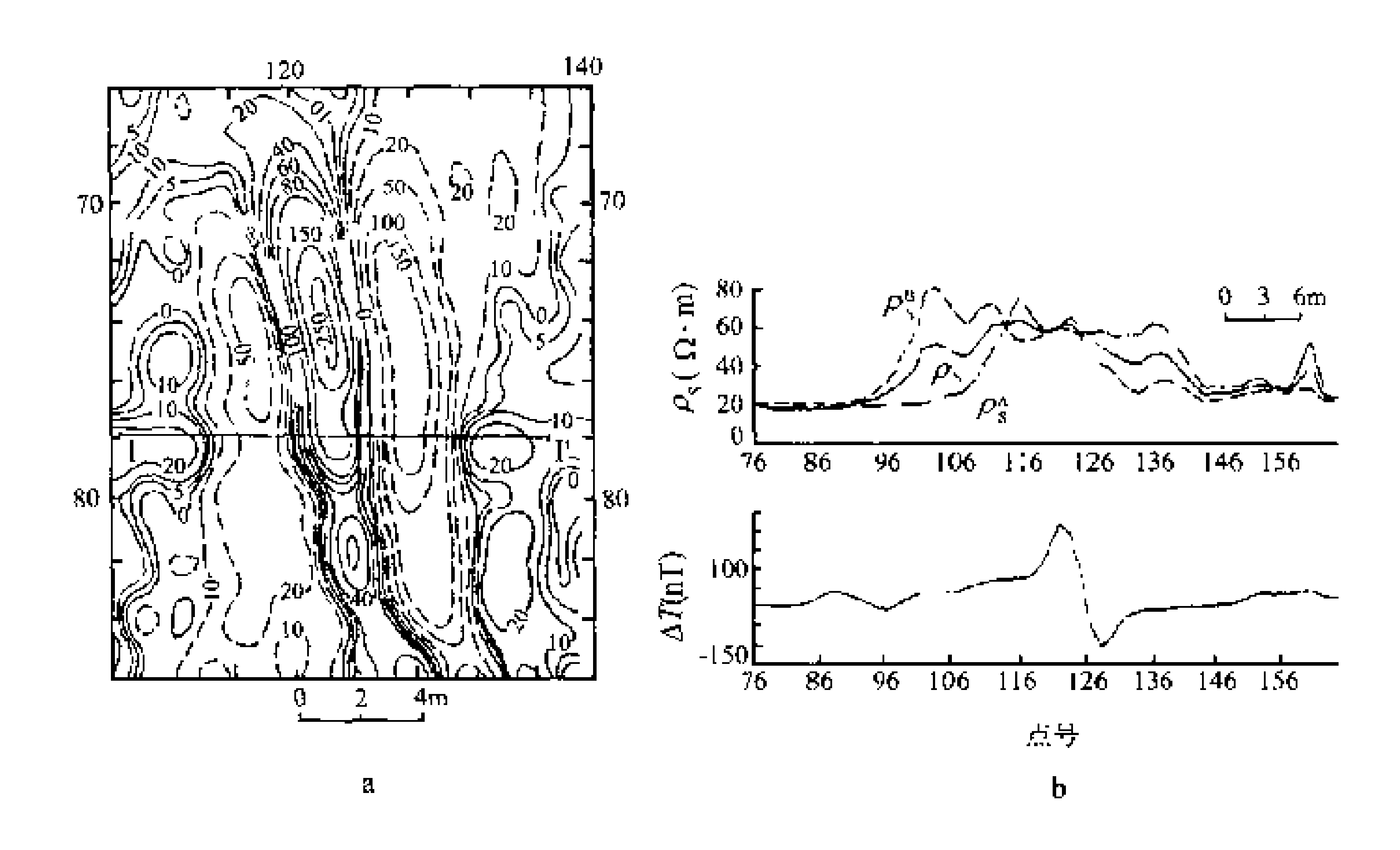


图 10-33 绩溪古瓷窑遗址地球物理勘探成果图
(引自张寅生,1999)
a. ΔT 一阶导数异常等值线平面图;b. Ⅰ-Ⅰ′剖面物探综合剖面图

三、上海市马桥遗址井、坑地球化学考查

1993~1995 年,上海市文物管理委员会对马桥遗址再次发掘,发现一些井和灰坑。为了了解当时居民的生活环境,华东师范大学地理系对其中的ⅡJ102 井和ⅡH284 灰坑做了地球化学分析[11]。

ⅡJ102 井打破了生土层,井口平面近圆形,直径 1.12~1.2m,深约 1.6m。从井口往下,以 20cm 等间距采样,共采 7 个土样。在底部 1.5m 处采第 8 个土样。对每个样品测定了锶(Sr)、钡(Ba)、硼(B)、镓(Ga)的含量,如表 10-3 所示。

表 10-3 ⅡJ102 井样品分析结果($\times 10^{-6}$)

样号	采样深度(cm)	Sr	Ba	Sr/Ba	B	Ga	B/Ga
1	20	10	180	0.055	4.5	16.9	0.266
2	40	27	193	0.139	4.0	15.6	0.256
3	60	9	174	0.051	3.5	18.5	0.189
4	80	30	178	0.168	2.5	32.6	0.076
5	100	21	166	0.126	3.5	20.3	0.172
6	120	7	142	0.049	3.0	20.2	0.148
7	140	12	168	0.071	2.5	18.0	0.138
8	150	15	153	0.098	3.0	21.9	0.136

ⅡH284 灰坑坑口形状不规则,直径 1.3~2.4m,深 1.14m。对坑壁及坑内充填物分

别采样：坑壁采样间距20cm，共采7个样品；坑内采样间距10cm，共采13个样品。对每个样品都测定了锶(Sr)、钡(Ba)、硼(B)、镓(Ga)的含量，如表10-4及表10-5所示。

表10-4 ⅡH284灰坑坑壁样品分析结果($\times 10^{-6}$)

样号	采样深度(cm)	Sr	Ba	Sr/Ba	B	Ga	B/Ga
1	10	15	154	0.097	4.5	22.4	0.201
2	20	12	192	0.062	3.1	19.0	0.163
3	40	19	185	0.102	2.5	18.6	0.134
4	60	33	184	0.179	2.5	15.9	0.157
5	80	27	190	0.142	4.0	17.2	0.232
6	100	37	180	0.205	4.0	17.0	0.235
7	130	26	138	0.188	3.5	16.0	0.210

表10-5 ⅡH284灰坑坑内充填物分析结果($\times 10^{-6}$)

样号	采样深度(cm)	Sr	Ba	Sr/Ba	B	Ga	B/Ga
1	10	10	107	0.093	4.0	18.5	0.216
2	20	17	114	0.149	4.5	17.2	0.261
3	30	27	150	0.180	4.5	16.6	0.271
4	40	20	148	0.135	3.5	17.4	0.201
5	50	30	167	0.179	4.0	17.0	0.235

一般认为，海相沉积与陆相沉积Sr、Ba、B、Ga含量及其比值如表6。

表10-6 海相沉积与陆相沉积Sr、Ba、B、Ga含量及其比值($\times 10^{-6}$)

	Sr	Ba	Sr/Ba	B	B/Ga
海相沉积	>160	>400	>1	>100	>4.2
陆相沉积	<60	<300	<1	<50	<3.3

由以上数据可见，不管是水井井壁土样或是灰坑坑壁土样和充填物样品，它们的Sr、Ba、B、Ga含量及其比值都比较低，说明当时居民是生活在陆上淡水环境。

第十一章　古墓的地球物理勘查

我国的古墓很多，而且在一些大型古墓中还蕴藏着极为丰富的文物，如湖北随县战国时期曾侯乙墓的编钟和竹简，湖南长沙马王堆汉墓的女尸及大量珍贵文物，都曾震惊了国内外。但是，由于科学技术水平的限制，出土后的文物保护问题，十分突出。正是从这个角度出发，敬爱的周恩来总理生前就曾指示，古墓等地下文物，除因工程等原因可能受到毁坏，需及时抢救者外，一般不要急于发掘，留待子孙后代解决了文物保护问题之后去处理。

改革开放以来，各地大兴土木，古墓等地下文物受到工程的威胁，亟待抢救之事，日渐增多；特别是不少不法之徒，利欲熏心，猖獗地盗窃地面及地下文物，更使有关部门，疲于奔命。因此，对文物部门来说，如何以最快速度，探明地下文物情况，便成了关键的问题。虽然不少地方的地下文物埋藏较浅，用洛阳铲等传统的考古勘探方法就解决了问题，但也还有不少的地下文物，或者是埋藏得比较深，或者是埋藏条件比较特殊，洛阳铲很难起到作用；也还有一些地下文物，分布面积广，用洛阳铲勘探工作量太大，时间拖延太长等等，这时，就不得不借助于地球物理勘查方法。本章主要谈古墓的地球物理勘查问题。

用地球物理方法勘查的古墓，在我国主要有土坑型墓和洞室型墓。至于其他类型的墓，由于地球物理方法用得太少，这里就不介绍了。

1. 土　坑　墓

土坑墓都是建在地面覆土比较厚的地区，从地面挖一竖坑，把棺放在坑底，上面填土，地面堆个坟堆。

土坑墓按其规模，可分为大、中、小型墓。

(1)小型土坑墓是从地面挖一竖穴，深约 2～3m，平面面积不到 $10m^2$。一般没有椁，只有棺。

(2)中型土坑墓也是从地面挖一竖穴，平面面积约十几平方米到数十平方米，四壁直立，深的也有台阶，坑底置棺、椁。椁内除棺外，还有专门置放陪葬品的边厢之类。

(3)大型土坑墓，如湖北随县的曾侯乙墓，深约 13m，平面面积达 $220m^2$。有一个总面积约 $195m^2$ 的大木椁，分四个椁室：中室 $46m^2$，置放著名的编钟等礼乐器；东室 $45m^2$，放主棺及 8 具陪葬棺；西室 $28m^2$，放 13 具陪葬棺；北室 $20m^2$，放兵器等。木椁由 171 根长达 10m，宽、厚约 0.5m 的长条方木垒成，高约 4.5m。木椁之上及四周有一层厚约 0.5m 的木炭，上覆渗水性小的青膏泥。再往上为厚近 3m 的夯土，上覆大石板。石板之上又是夯土，一直到地面。

2. 洞　室　墓

这个类型的古墓的基本特征是有一个空洞,但形式多种多样,主要有:

(1)砖室墓:汉墓多属于这一种。墓室底部往往是土,四侧是砖墙,墓室顶多为半圆形券,再上为填土。云阳县故陵镇帽盒岭出土的汉墓,长约2、3m,宽不到2m,墓砖每块长28cm,宽18cm,厚8cm。有的砖一端中央有一半圆形或梯形凸起,另一端相应地有一半圆或梯形凹陷,起到使砖与砖之间配合紧密,保持墓体坚固的作用。

(2)石室墓:多见于六朝及其以后,条石砌成,形状似砖室墓。其中大型的如明十三陵的定陵,封土堆的半径达110m;宝顶下的地宫底面埋深31.5m。地宫从金刚墙开始经前殿、中殿到后殿,长70m,最大宽度9m多,最小宽度6m多,一般高7m多。

(3)崖洞墓:开凿山洞而成,其中大型者如河北满城西汉中山靖王刘胜及其妻窦绾的墓。

刘胜墓全长约52m,最宽处近38m,最高处约7m。墓门之内有甬道及左、右耳室、中室和后室(主室),主室内置棺椁。

窦绾的墓与刘胜墓形状大体相同,长约50m,最宽处65m,最高处近8m。

下面就举几个用考古地球物理方法勘查古墓的例子。

第一节　侯古堆古墓

1978年初,河南省固始县侯古堆发现了一个古墓的陪葬坑。应河南博物馆的要求,河南地矿局物探队吴天成等人在此用物探方法寻找可能存在的主墓[41]。

一、工作概况

侯古堆是位于冲积平原上的一个土堆,南、北、东三面为人工挖掘的陡坎,高差近20m。地层岩性主要是亚粘土。根据陪葬坑的发掘情况可知:古墓墓室的上下与周围为青膏泥,墓室顶部填土厚度较大,墓内有金属器皿,还可能有水渗入,因此采用磁法和电法。

二、观测结果

1. 磁法

磁测结果如图11-1所示。

由图可见:南北东三面为负磁场,与这三方面的陡坎有关;而在图的中心部分,有两条近东西向的正异常,$\Delta Z_{max}=53nT$,其间的异常鞍部不但分布有规律,具一定规模,而且所在地的地形无明显变化,估计可能与地下介质被扰动有关,因而推测是古墓所在。

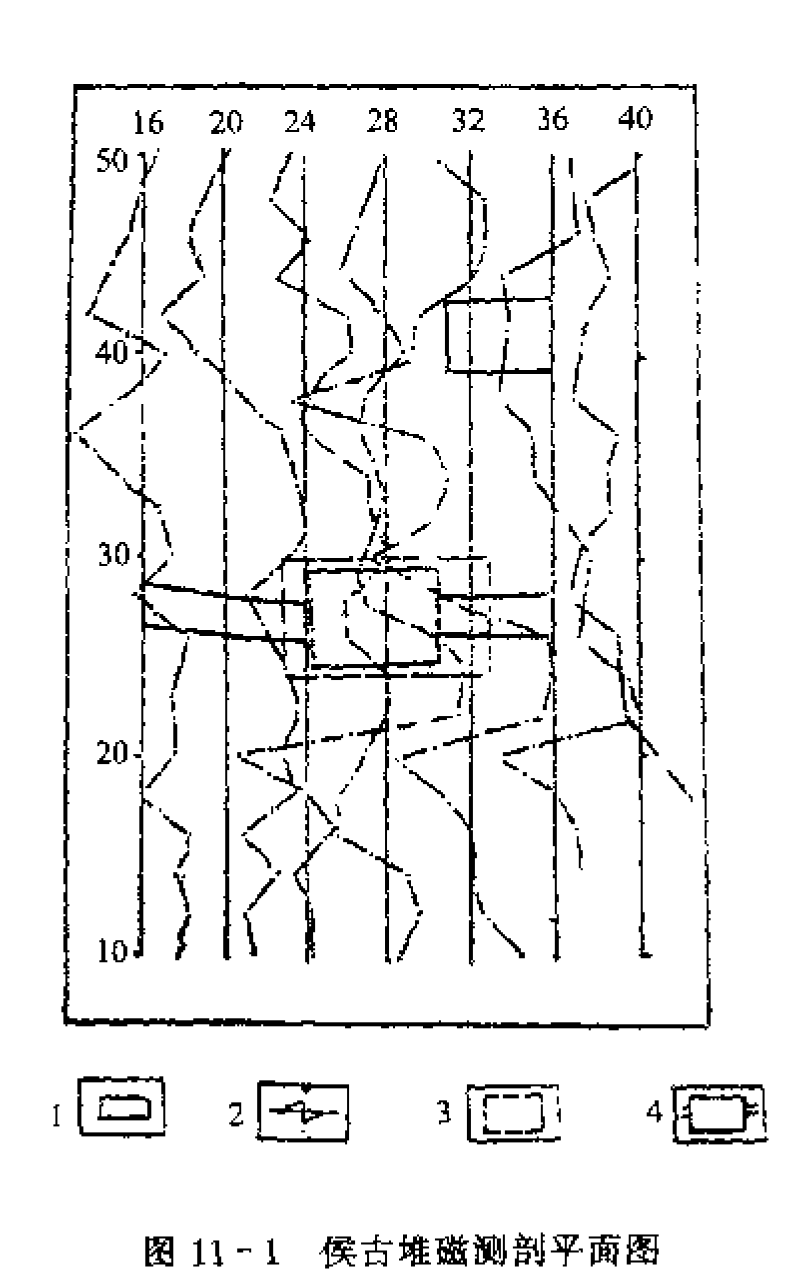


图 11－1　侯古堆磁测剖平面图

（引自吴天成等，1988）

1. 陪葬坑；2. ΔZ 曲线；3. 磁法推断主墓范围；4. 发掘的主墓位置及墓道

2. 电法

电测深的结果如图 11－2 所示。

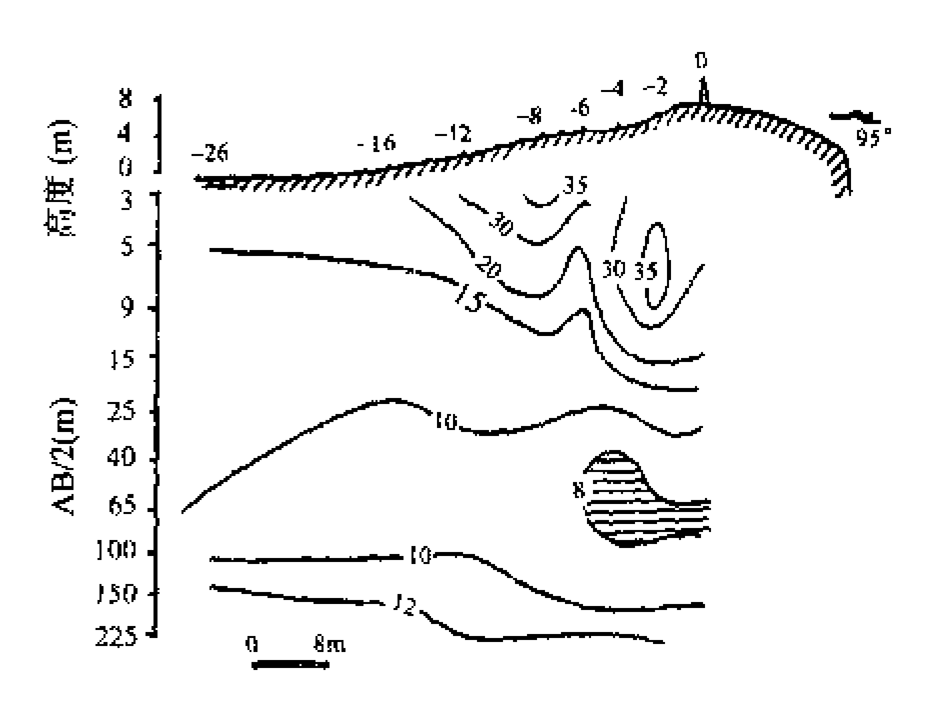


图 11－2　侯古堆 0 线等 ρ_s 剖面图

（引自吴天成等，1988）

由图可见，在 AB/2 = 65m 附近，有一 ρ_s<8Ω·m 极小值区，而极小值区以外，ρ_s 值的变化梯度较大，因此推测极小值区应是古墓的反映。此外，由电测深资料，曲线类型以 H 型为主，大体上分为三个电性层：第一层为覆盖层，第二层为古墓体，第三层为古墓底板。用二层量板对电测深曲线进行解释，求得古墓顶板埋深为 6.9m。底板埋深则由经验方法求得：即以 ρ_s 极小值所对应的 AB/2 = 65m 的三分之一来计算，得底板埋深为 21.7m。

通过发掘，认为该墓是春秋战国时期宋景公（公元前 516～451 年）之妹勾敔夫人之墓。墓坑为梯形，顶部封土厚 7m，墓底埋深为 23m，墓室顶、底及周围有青膏泥，墓坑内有水，与物探推断基本一致。墓中出土青铜礼器、陶瓷、玉器、木漆器、乐器、肩舆、车马饰等大量珍贵文物，其中三乘肩舆是我国考古方面的首次发现。

第二节　雨台山楚墓

雨台山位于湖北省江陵县楚故都纪南城东 1km 处，荆州博物馆曾在其南侧发掘了大、中型楚墓 500 多座。1991 年，由于宜昌-黄石高速公路动工，这里成了取土区。为了保护文物，中国地质大学物探系与荆州博物馆合作在雨台山进行了古墓的地球物理勘查[60]。

一、工作概况

根据以往的发掘资料，雨台山楚墓属土炕竖穴木椁墓，较大的墓的坑壁呈台阶状。随葬器物有铜、铁、陶器等。且因地处江汉平原，地下水位较高，墓内多有积水。在已知墓坑上所做的磁法、电法试验表明，古墓上的磁场强度的变化达 40nT，视电阻率的变化达 20Ω·m，为低视电阻率异常，因此决定采用磁法及电法进行古墓勘查。

由于中小型楚墓墓坑坑口长度一般为 3～4.5m，磁法的测网选为 1m×1m。通过试验，探头高度选为 1m。电法是在磁法圈定的异常范围内进行详查，采用对称四极装置的剖面观测和电测深，测网为 3m×3m。

二、观测结果

1. 磁法

磁法共圈定 8 个异常，见图 11-3。负异常 M2 为水泥电线杆所引起，正异常 M1 及 M7 显然是古墓引起的，因为 M1 所在的地表为古墓封土堆，而 M7 所在的地表已看到了墓葬回填的五花土，磁异常与古墓对应良好。

2. 电法

电法勘查是在圈定的磁异常范围内有重点地进行的，找到了四个有一定强度和规模的异常，见图 11-4。其中 E1 为低阻异常，与封土堆 M1 相对应，为同一场源引起。其余为高阻异常，E3 与 M4 对应，E4 与 M8 对应，为同一场源引起，但比磁异常更明显，范围更大。

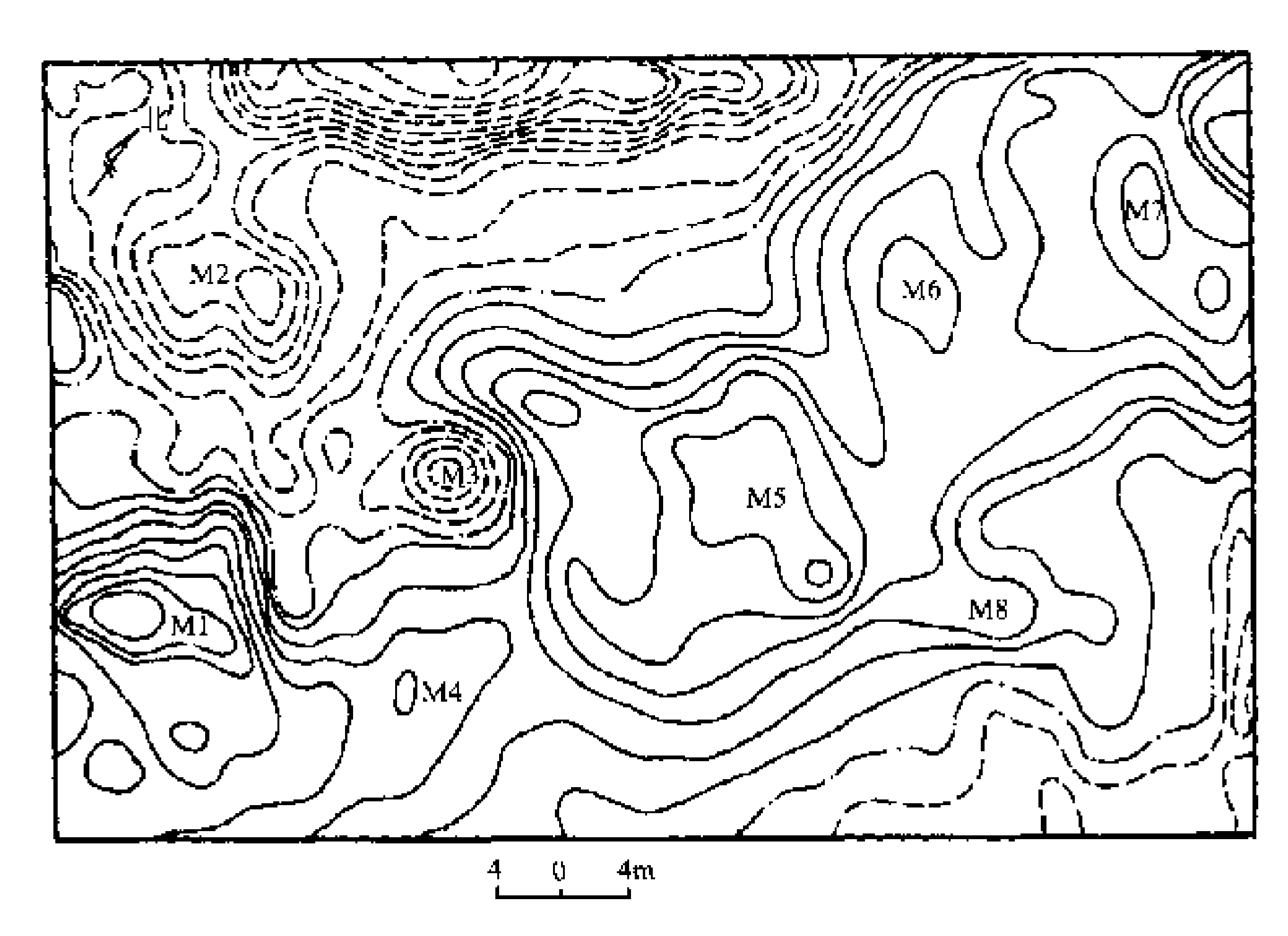


图 11-3 雨台山楚墓区 ΔT 异常等值线平面图

（转引自朱俊英，1996）

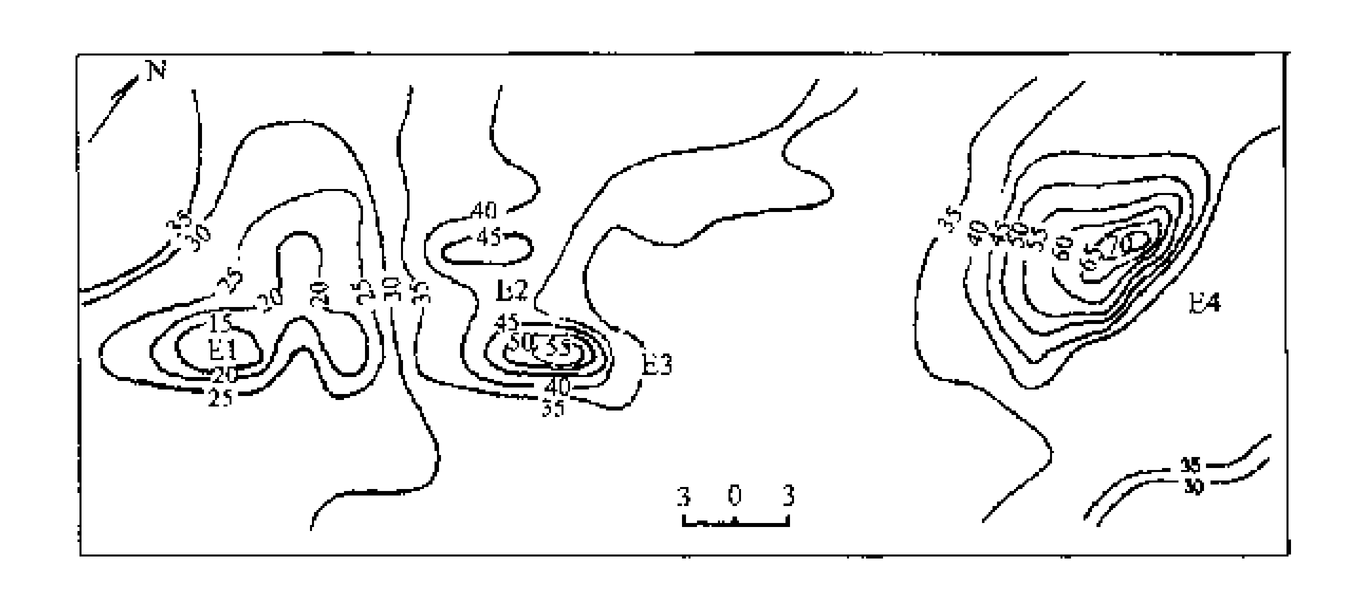


图 11-4 雨台山楚墓区 ρ_s 等值线平面图

（转引自朱俊英，1996）

第三节 新郑古墓

一、工作概况

河南新郑战国-汉代古墓葬区位于黄土覆盖区内，土质均匀，地形平坦，无人为干扰，并已做过考古钻探普查。磁测的目的是寻找具体的墓葬位置[45]。测量的仪器为 MP-4 型质子磁力仪，探头距地面高度为 0.5m，测网比例尺 1:200，线距 2m，点距 1m。

二、测量结果

测量结果如图 11 - 5 所示。

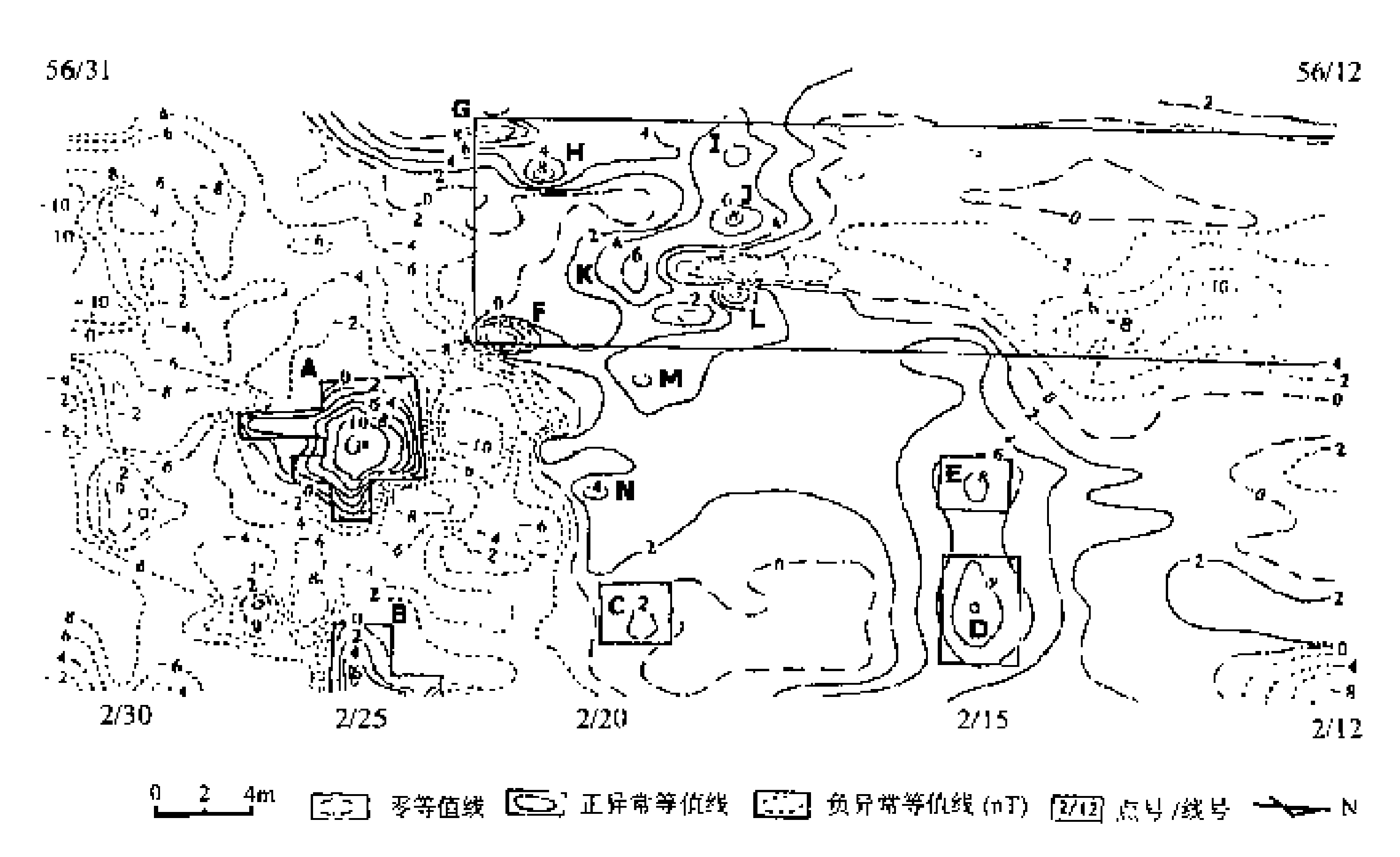


图 11 - 5　新郑古墓 ΔT 磁异常等值线图

（引自阎桂林，1996）

图中 A、B、C 为已知墓葬，均反映为轮廓比较明显的磁异常。A 异常还清楚地显示该墓有一较长的南北向墓道，墓室东南侧有两个耳室，推断为汉代"甲"字型砖室墓。B 异常的形态表明该墓为"刀"字型砖室墓。C 异常较弱，形态不清楚，推断为一土炕墓。E 及 D 异常为两个新发现的墓葬。墓葬的埋深推断在 1～2m 左右。磁测的结果得到钻探的证实。

第四节　亳县古墓

1982 年文化部文物局文物保护科技研究所与安徽省滁县地区文物保护科技研究所合作用电阻率法成功地找到了安徽亳县古墓，圈定了墓的范围，确定了墓的形状、大小及埋深[54]。

一、工作概况

古墓位于早年的黄河泛滥平原，地面为耕土，厚约 0.5m；下为含沙较多的均匀沉积，密度较大；地下水深度大于 10m。

勘查采用的是对称四极电剖面测量。通过试验，选用的电极距是 AB = 11m，MN = 1m。

二、观测结果

工作结果如图 11－6 所示。

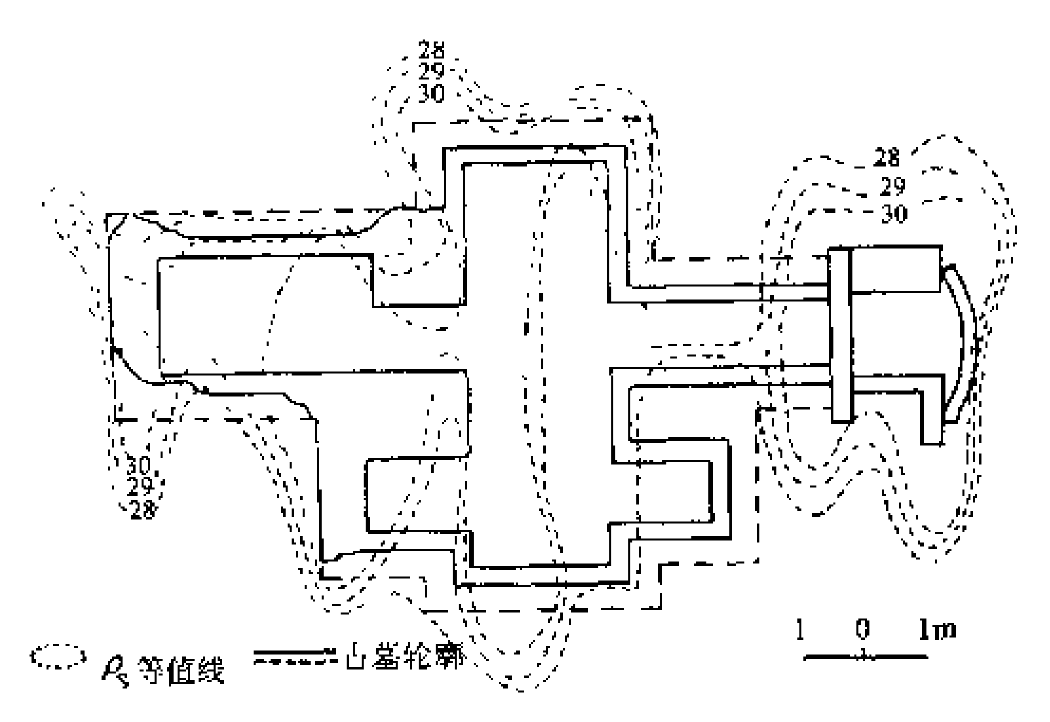


图 11－6 亳县古墓电剖面 ρ_s 等值线平面图

(引自张寅生，1987)

由图可见，ρ_s 等值线大体勾画了一个地下物体的形态，推测为古墓，长约 15m，宽约 10m，深约 3m。经发掘验证，这是一座古砖室墓，破坏比较严重，其形态、大小均与电法勘查结果基本相符。

第五节 秦始皇陵

一、工作概况

陕西西安附近的秦始皇陵，是国内外都极为关注的一个古墓。关于它，有各种各样的传说。特别是司马迁在《史记·秦始皇本纪》里写道：秦始皇陵内"以水银为百川江河大海，机相灌输，上具天文，下具地理"[33]，更使人浮想联翩。但《史记》的这段记载到底是不是事实呢？常勇等人与考古工作者一道曾用土壤汞量测量的方法对秦始皇陵区进行了勘查[42]。测量是用洛阳铲在地下 1.5～2m 深处采样，用塞曼原子吸收法测定样品中的总汞含量。

二、测量结果

测量结果如图 11－7 所示。

常勇等人指出：秦始皇陵墓上方土壤中有很强的汞异常，异常面积达 12 000m^2；汞异常具有一定的分布规律，轮廓分明，可能反映地宫的位置，而且汞的峰值含量高达 7 270×10^{-9}，在相当大的程度上说明司马迁的记载是可靠的。

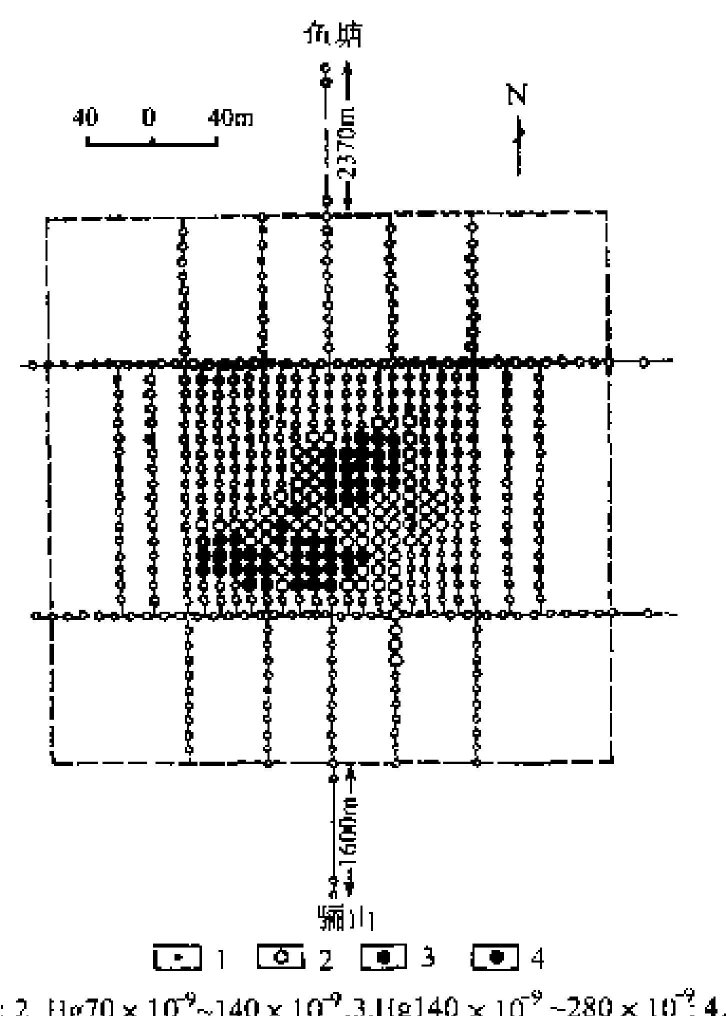


图 11－7 秦始皇陵区土壤汞异常分布图

(转引自伍宗华等,1994)

第六节 北京茂陵

茂陵是北京市北郊明十三陵中的一个陵,埋的是明宪宗朱见深和他的妻子。朱见深的父亲就是明英宗朱祈镇。朱祈镇在北京西北的土木堡与瓦剌族首领也先打仗,兵败被俘,后来在大臣于谦等人的努力下,得以生还,却反而杀了于谦。朱祈镇死后,朱见深做了皇帝,虽然为于谦昭雪,但仍然听信宦官汪直,把国事搞得一塌糊涂。1988 年,中国科学院地球物理所对茂陵进行了地球物理勘查[36]。

一、工作概况

他们采用微重力和重力垂直梯度的方法,对茂陵地宫的形状、位置和埋深进行探测。事前,在定陵作了相应的测量,取得了经验。

根据定陵试验的结果和定陵地宫主殿位于宝顶之后、墓门位于宝顶之前的特点,他们在宝顶前后,设置了两个测区:后测区面积为 30m×50m,前测区要小得多,二者之间有纵测线联接。点距和线距都是 3m。测点位置及高程均由与设在明楼上的参考基准点联测确定。对宝顶及陵墓四周围墙都相应地进行了地形和建筑物的校正。

测量是用 2 台 Lacoste-Romberg 重力仪进行的,测量精度在 5μGal 以上,水准高程测量精度为 1cm。前、后测区相距仅 30m,但仍作了纬度校正。后测区的重力异常图如图

11－8 所示。

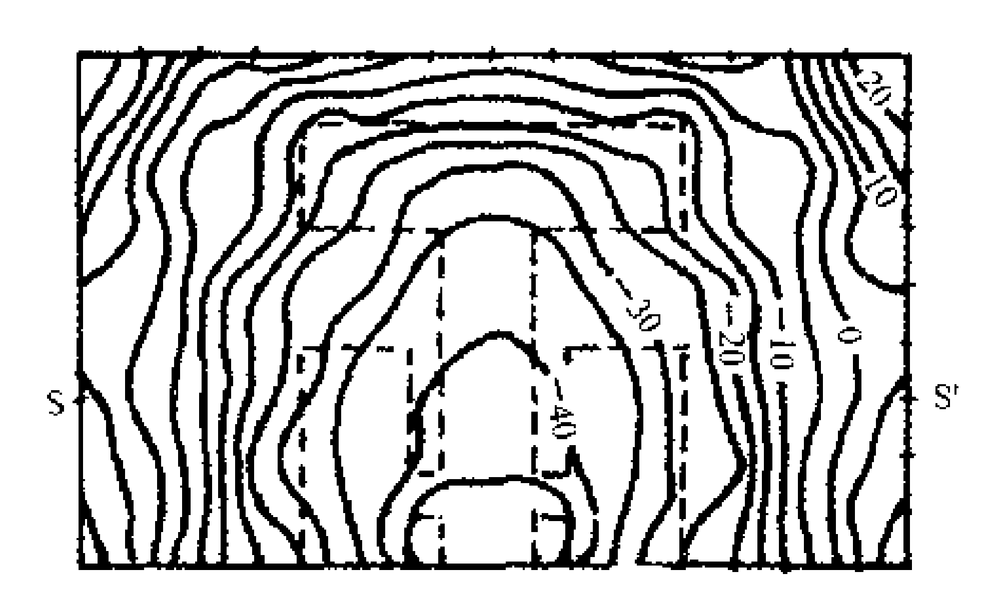


图 11－8　茂陵后测区重力异常图

（引自王谦身等，1995）

为了使探查结果更可靠，在前、后测区还各自作了一条测线的浅层地震探测，如图 11－8 中的 SS 测线，采用锤击震源，测点距 3m。

二、观 测 结 果

浅层地震探测结果，在距地表约 13m 深处发现一个与石灰岩层中的波速相当的高速层，表明该处是陵墓的石质顶板，与重力计算得出的 14m 相当接近。

根据实测重力数据及地震探测结果和定陵地宫的结构，给出茂陵地宫的初始模型，进行多次逼近的正演计算，得到与实测重力异常的最佳符合的结果，如图 11－9 所示。由此得出茂陵地宫的平面图，如图 11－10。

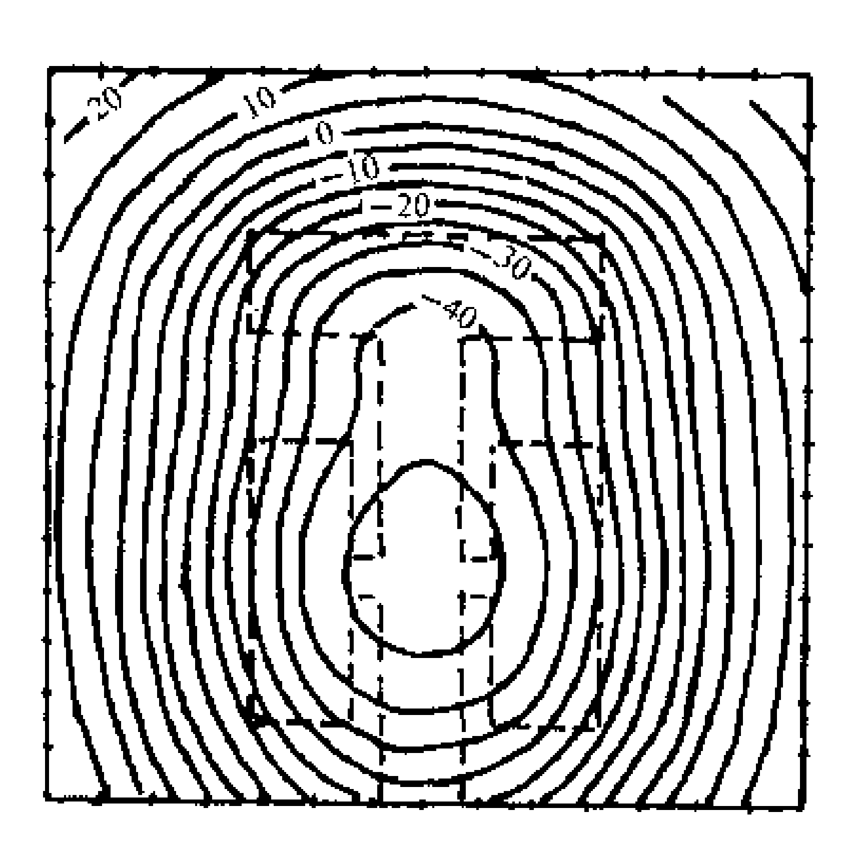


图 11－9　后测区模型正演重力异常图

（引自王谦身等，1995）

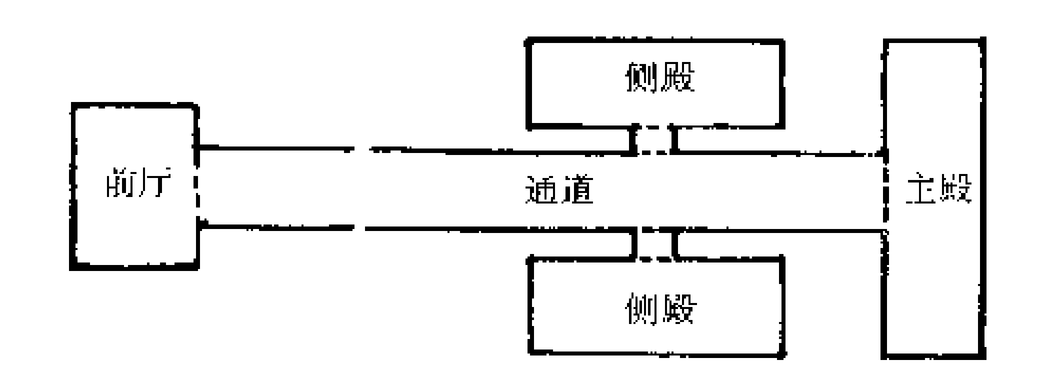


图 11－10 推测的茂陵地宫平面图
（引自王谦身等，1995）

第七节 故陵楚墓

故陵楚墓[16]位于今重庆市云阳县故陵镇。据北魏时期郦道元(公元 465～527 年)所著的《水经注》载：故陵长江的"江侧有六大坟"，是"楚都丹阳所葬"[18]。楚以丹阳为都城的时期，按《史记·楚世家》的说法，是公元前 11 世纪到公元前 690 年[33]，因而这六大坟的时代，距今已经是 2700 多年了。于是就产生了两大问题：一是根据史籍，云阳故陵一带成为楚国的领地是战国时期的事，怎么可能在此之前有楚王陵建到故陵来呢？除非郦道元记载有误，或历史记载有疏漏，二者必居其一，中国史学界多倾向于前者，但问题并没有解决；二是郦道元没有错，但时间过了这么久，六大坟的具体位置到底在哪里？谁也说不清。1935 年修的《云阳县志》就说："六大坟，今不可考"。

可是长江南岸故陵镇的江边有一个大土包，当地居民称之为帽盒岭，世代相传是一个古墓，不过，有的说是妃子坟，有的说是太子墓，而且庸墓、巴墓、楚墓的说法都有，莫衷一是。这个土包不但土厚，而且土质也比别的地方好，多年来，当地居民在这里挖土砌灶、烧砖，把土包的南部削掉了一大块。1987 年，云阳县文物管理部门为了保护文物，也就姑妄信之，在土包上树立了一块"故陵楚墓"的碑，同时禁止居民在这里取土烧砖。

三峡大坝工程上马后，库区文物保护工作提上了日程，帽盒岭是淹没区，为了制定文物保护规划，这里有没有大型古墓和是不是楚墓的问题，就不能悬而不决了。但帽盒岭的情况又比较复杂，岭上除分布不少现代墓外，地下二三米深处还有一些汉代以来的古墓；特别是许多地方用洛阳铲钻探时，不是遇上石头，就是遇上钙结核，常规考古钻探方法难以起到应有的作用，因而只得借助地球物理勘查方法。

1994 年上半年，国家地震局地球物理研究所和日本田中地质株式会社等六个单位在帽盒岭进行了电法 CT、探地雷达、甚低频电法和磁法四种地球物理勘查工作，提交了电法 CT 和探地雷达的勘查成果报告，发现了六个认为可能是古墓的异常，其中最大的 G－1 异常面积约为 $60m^2$(见图 11－22)，推断古墓埋深在 20m 以上。

1994 年 8 月，中国科学院地球物理研究所联合国家现代地质工程技术中心，由张立敏负责，在"八五"国家科技攻关计划关于三峡文物的项目中，承担了三峡库区地下文物的地球物理、地球化学勘探方法研究的课题。根据方法研究需在已知点试验，取得经验，然后推广到未知点的要求，张立敏等选定忠县汉墓区作为方法试验点，因为那里不但有已经

勘探清楚的汉墓，而且有相当多未知的汉墓。可是三峡工程库区文物保护规划组组长俞伟超教授强烈希望把方法试验点选在故陵，认为故陵如果是楚墓，将是三峡库区最大、最重要的一个墓葬，但由于不能肯定帽盒岭是否有大型古墓，规划不好做，希望首先解决这个问题，以利于三峡文物抢救规划的制定。

为了应文物部门之所急，不得不把工作移往故陵，而故陵地区最好的野外工作时间是10～12月，想要抢时间，就来不及先找一个与想象中的故陵楚墓类似的已知古墓去做试验，只好仓促上马了。

据考古专家介绍，楚墓一般是土坑墓，但也不排除洞室墓的可能性；墓内有木制的棺椁，椁内除棺外，还有陶器、陶俑、青铜器，也可能有铁器；椁内有大量空隙，椁上填土。大墓一般几十平方米或更大，帽盒岭楚墓如果是王陵，应该是比较大的。

另从故陵的地质情况来看，这里的地层是红色砂岩与泥岩的互层，未发现任何矿产。帽盒岭山麓是基岩，倾角约15°。山顶有基岩出露，大部分地方覆盖一层厚度变化较大的黄色土壤（有的露头上的厚度达8m以上），其下为红色土，比较致密，有的地方夹钙质结核。特别是根据地质勘探，帽盒岭是一个滑坡体，从而更增加了它的复杂性。

从楚墓及帽盒岭岩土的物理性质来看，陶器有磁性，铁器磁性很强，墓上的土如经夯筑，也会有一定的磁性，帽盒岭的岩、土基本上无磁性；土壤和泥岩的电阻率都在100Ω·m以下，砂岩可达1 000Ω·m；干燥木材及空气的电阻率都很高，在10^{10}Ω·m以上；上层黄色土与下伏的红色土之间，红色土与基岩之间，以及土壤与棺椁之间，可能存在地震波速度差；棺椁内如有汞及汞的化合物，可能产生汞异常。

为保证故陵楚墓探测工作能达到预期的目的，即确定帽盒岭是否有大型古墓，根据以上推测的帽盒岭古墓与周围介质在磁性、波速、电阻率和汞含量等方面的差别，决定采用磁法、地震面波勘探、电法和测汞等四种地球物理和地球化学方法对帽盒岭进行综合勘查。由于国家地震局地球物理所已经在这里做了电探CT、探地雷达和甚低频电法，因此这次勘查中的电法决定试用大地电场岩性探测。这样，四种方法互为补充，既提高了探测结果的可信度，又在一定程度上弥补了未能在已知点上先进行方法试验之不足。

以上四项工作是在1994年10月至1995年7月先后完成野外观测的。工作结果，在帽盒岭顶部，四种方法相当一致地圈定一个面积约300m²的异常，推断是古墓引起的。

下面就介绍这次方法试验的情况及成果。

一、地震面波方法探测

这次帽盒岭古墓探测工作是从地震面波方法探测开始的。探测工作由国家现代地质工程技术中心杨辟元等人负责实施。

1. 野外观测

按照帽盒岭可能有大型古墓的这一前提，为了寻找这个古墓，在帽盒岭上布置了14条东西向的测线，以4m×4m的测网进行测量。在发现异常的地方，加密测点，来圈定大型古墓的位置。此外，为了将这次勘查工作与国家地震局地球物理研究所等单位所做的工作有机地结合起来，测网的基点仍然用原来设置的基点。

观测所用的主要仪器是美国惠普公司生产的 HP3562 动态信号分析仪(DSA)及其配套设备。由于"楚墓"的埋深较大,为了提高震源的能量,国家现代地质工程技术中心研制了一台随机震源。它是由 HCR75 型振动冲击夯改装的,最大冲击力达 23kN。

2. 观测结果

帽盒岭面波观测的结果,得到了岭上地层的速度结构,发现了一些疑为古墓的洞穴异常。

(1)地层速度分带

帽盒岭地层速度随深度变化,除最上部一薄层耕土外,可以分为三层:

第一层,面波速度平均为 250m/s,厚度变化较大,一般在 1~8m 左右,是覆盖在岭上的黄色土;

第二层,面波速度平均为 386m/s,厚度变化也较大,为风化基岩或致密的红色土壤,如图 11-11 所示。

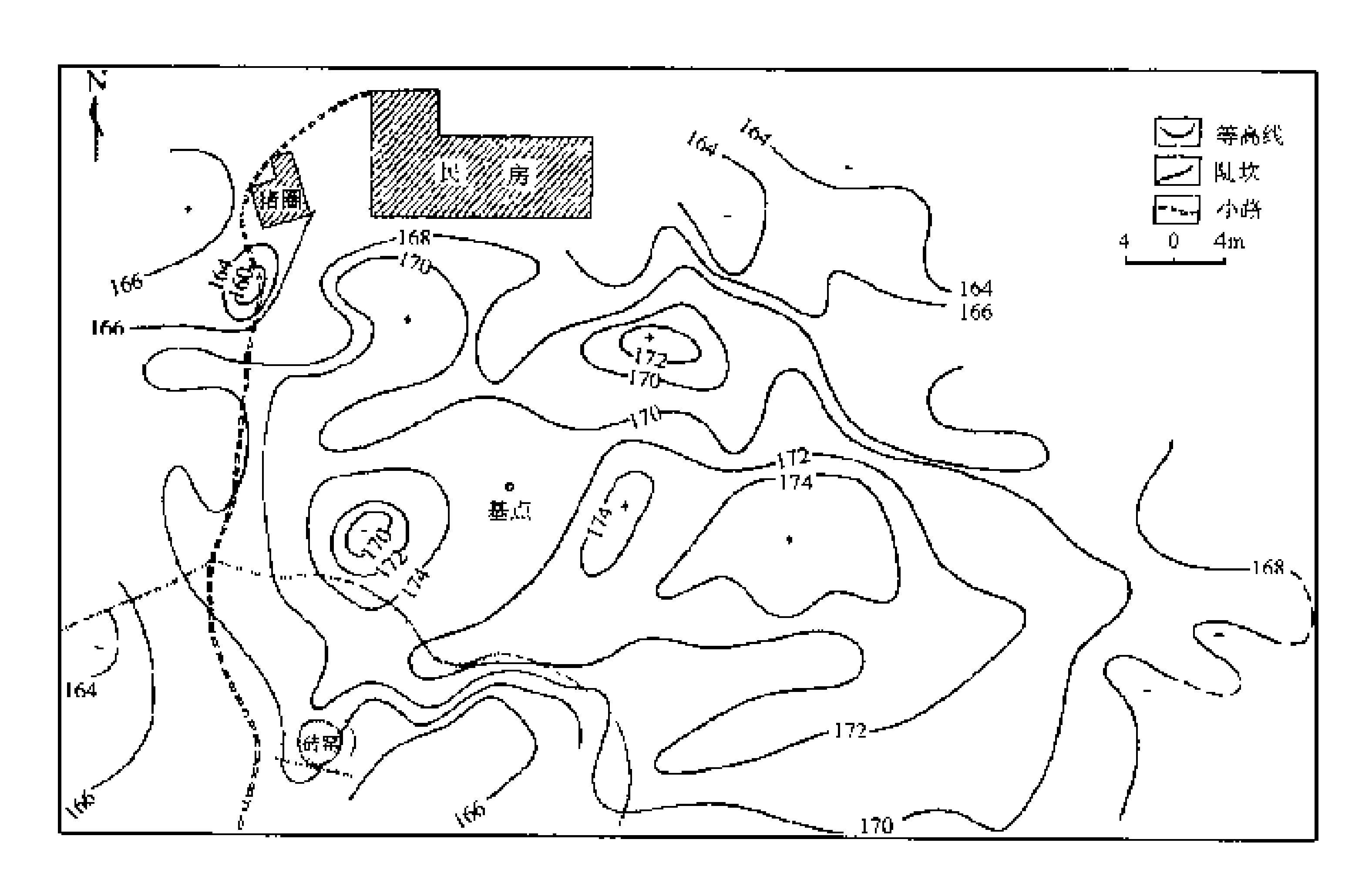


图 11-11 帽盒岭风化基岩面等高线图

最下层,面波速度平均为 613m/s,埋深起伏大,推测为基岩,如图 11-12 所示。

(2)洞穴异常

帽盒岭洞穴异常十分发育,不论是水平或垂直方向都有广泛的分布。覆土及风化基岩内的洞穴异常规模小,且分散,估计为近代到汉代的平民墓葬。能连成一片,海拔高度接近的洞穴异常,有可能是人工开凿的洞穴,在帽盒岭共有三个:

Ⅰ号异常:这是很有可能为大型古墓的洞穴异常(见图 11-13),顶板海拔为 166m,底板海拔 162m。该异常可分为两个异常:$Ⅰ_1$ 及 $Ⅰ_2$。$Ⅰ_1$ 异常位于基岩面上风化带中,南北长约 16m,东西宽约 10m;$Ⅰ_2$ 异常位于基岩及其风化带中,南北宽约 6m,东西长约

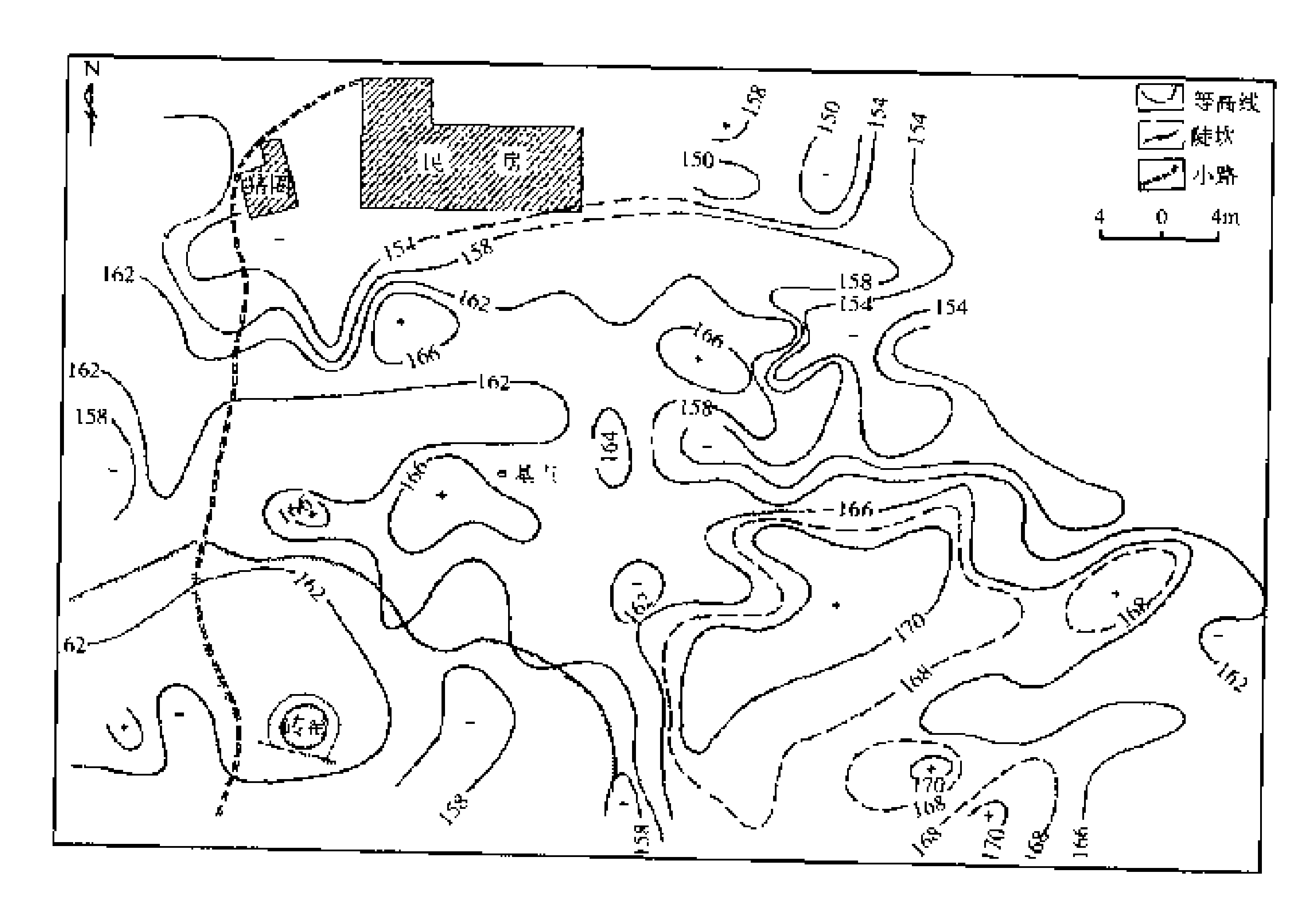


图 11-12 帽盒岭基岩面等高线图

14m；I_1 与 I_2 号异常之间有过道相通；I_2 号异常可能是大墓的耳室。

Ⅱ号异常：在Ⅰ号异常的北边，顶板海拔为 156m，底板海拔 152m，东西长 11m，南北宽 6m。该异常位于基岩下凹地段，大部分在风化基岩中，见图 11-13；

Ⅲ号异常：位于Ⅰ号异常的西北，在基岩的凹沟中，顶板海拔约 158m，底板海拔 154m，南北长 10m，东西宽 3m。西侧有一向上的斜坡道，坡度约 25°，长约 14 m，见图 11-13。

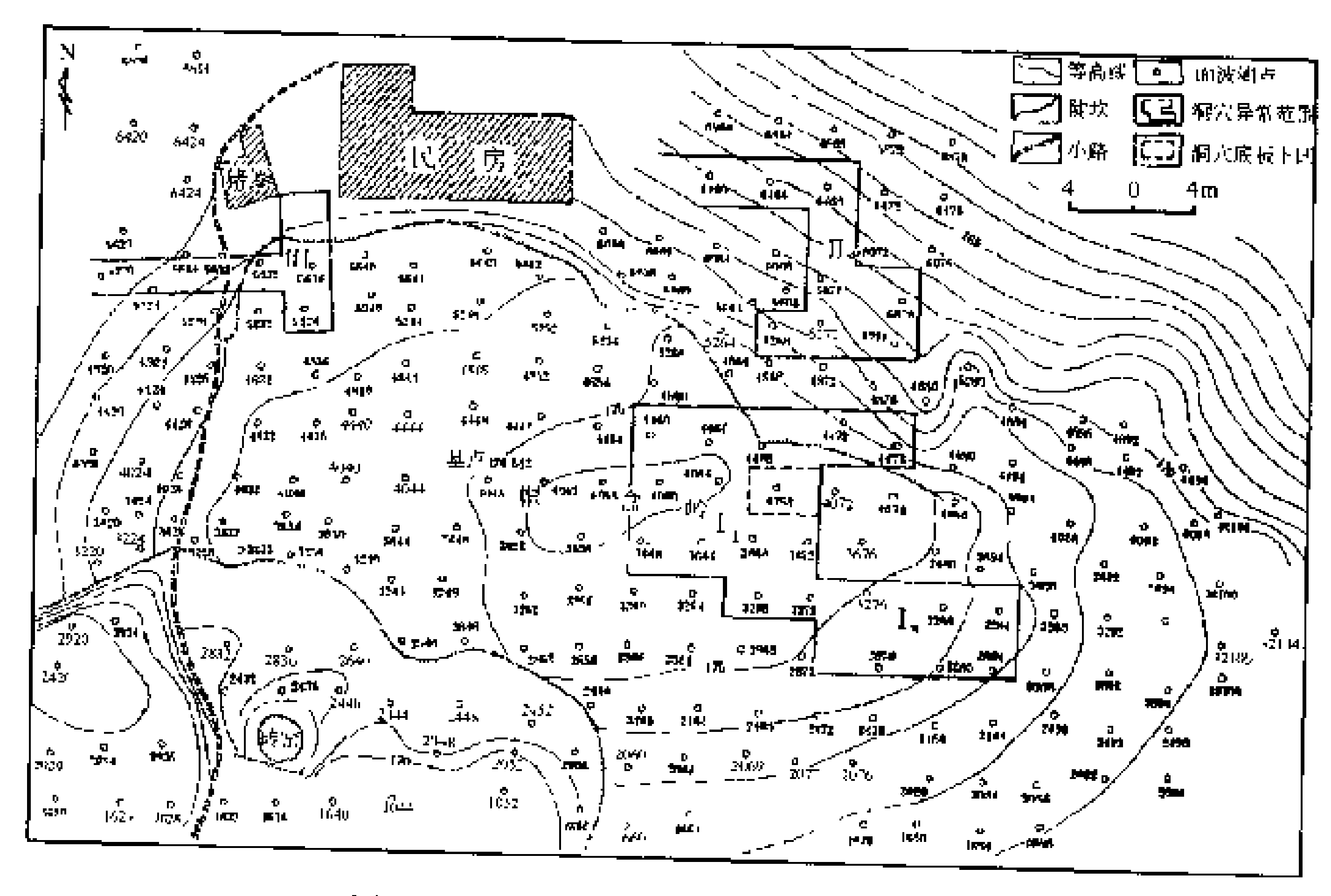


图 11-13 帽盒岭主要洞穴异常分布图

洞穴异常的典型曲线如图 11-14 所示。

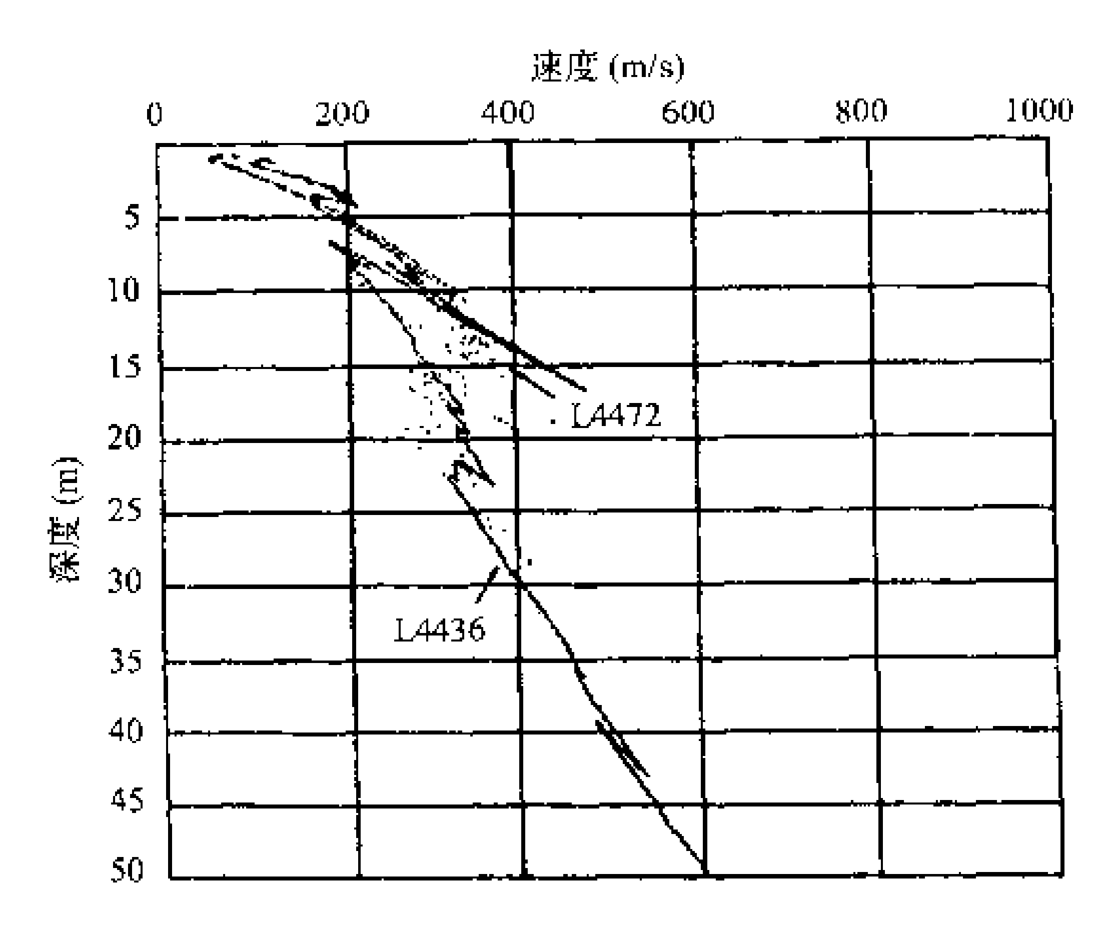


图 11－14　帽盒岭洞穴异常的典型曲线

二、高精度磁测

高精度磁测是紧接地震面波观测之后进行的，由中国科学院地球物理研究所闫雅芬等负责实施。

1. 野外观测

(1)样品的磁性测量

在帽盒岭采集了一些样品，测量了它们的剩余磁化强度($\times10^{-3}$A/m)，数据如下：

红色粉砂岩，0.1～1；

土壤，$n\times0.1$(大多数)～$n\times1$(少数)；

汉砖，$n\times100$。

由此可见，帽盒岭土壤和砂岩的磁性差别不大，在一定程度上，土壤的磁性还高于砂岩。地下物质对磁测的主要干扰来自汉墓。汉墓一般埋深 3m 左右，因此进行了以排除汉墓干扰为主要目标的磁测探头高度试验。

(2)探头高度试验

以一已知汉代砖室墓为中心，布置 2 条丁字形测线，分别做了探头高度为 0.5m，1m，1.5m，2m，2.5m，3m，3.5m 的试验。当探头高度为 1.5m 以上时，汉墓的影响基本排除。

(3)测网布置

高精度磁测的测网即地震面波观测用过的测网，不过测点距都加密到 2m，大部分地方的测线距也加密到 2m。整个测区的高精度磁测以 0.5m 和 1.5m 探头高度扫面，从 28 线到 56 线还用 2.5m 探头高度进行了测量。

(4)观测仪器及精度

观测仪器为 IGS-2/MP-4 微机式质子磁力仪，仪器分辨率为 0.1nT，此次野外观测总精度为 ±2nT。

2. 观测结果

观测结果见 0.5m 探头高度磁异常平面图（图 11-15）及 2.5m 探头高度正异常变密度等值线平面图（图 11-16）。

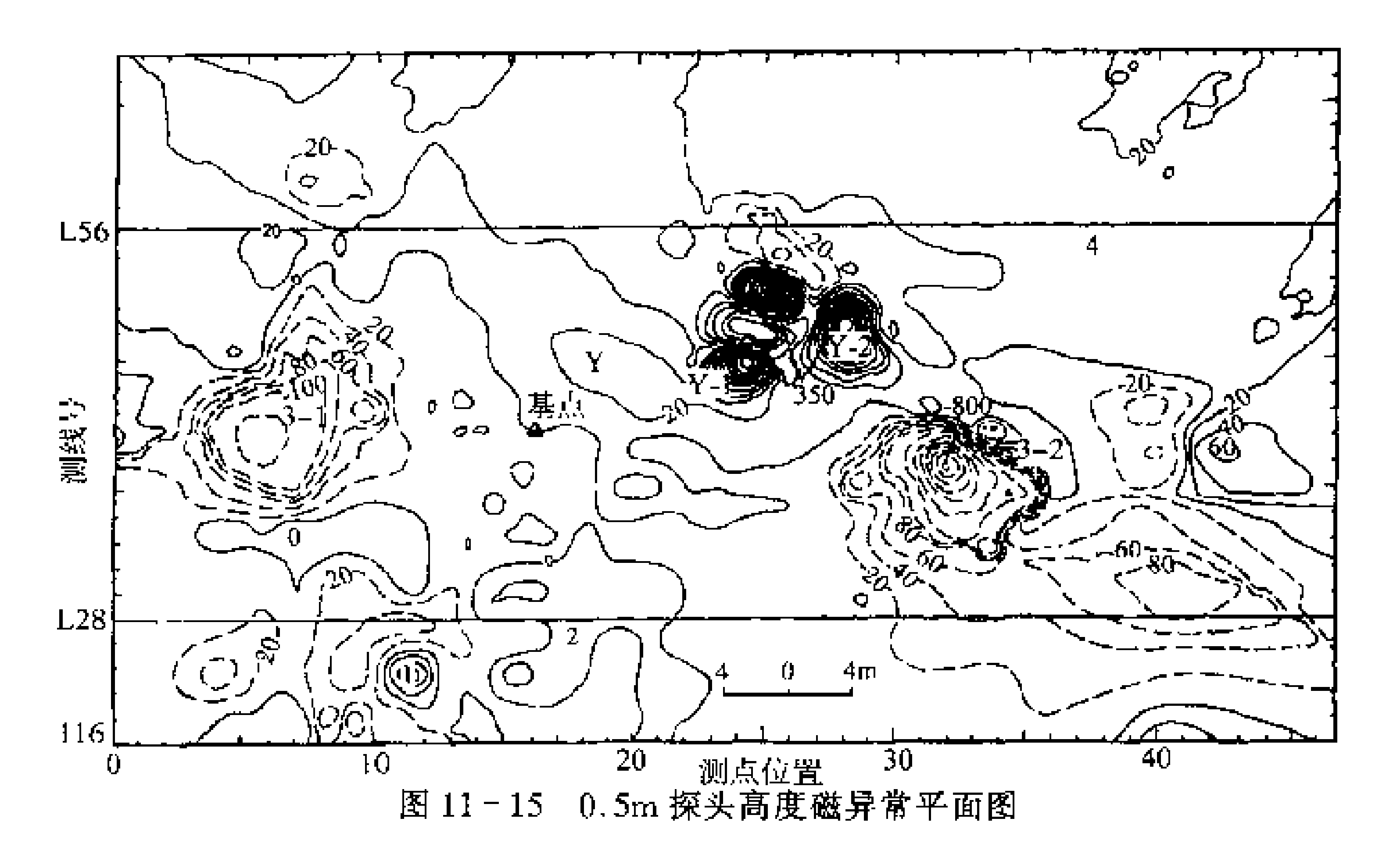


图 11-15　0.5m 探头高度磁异常平面图

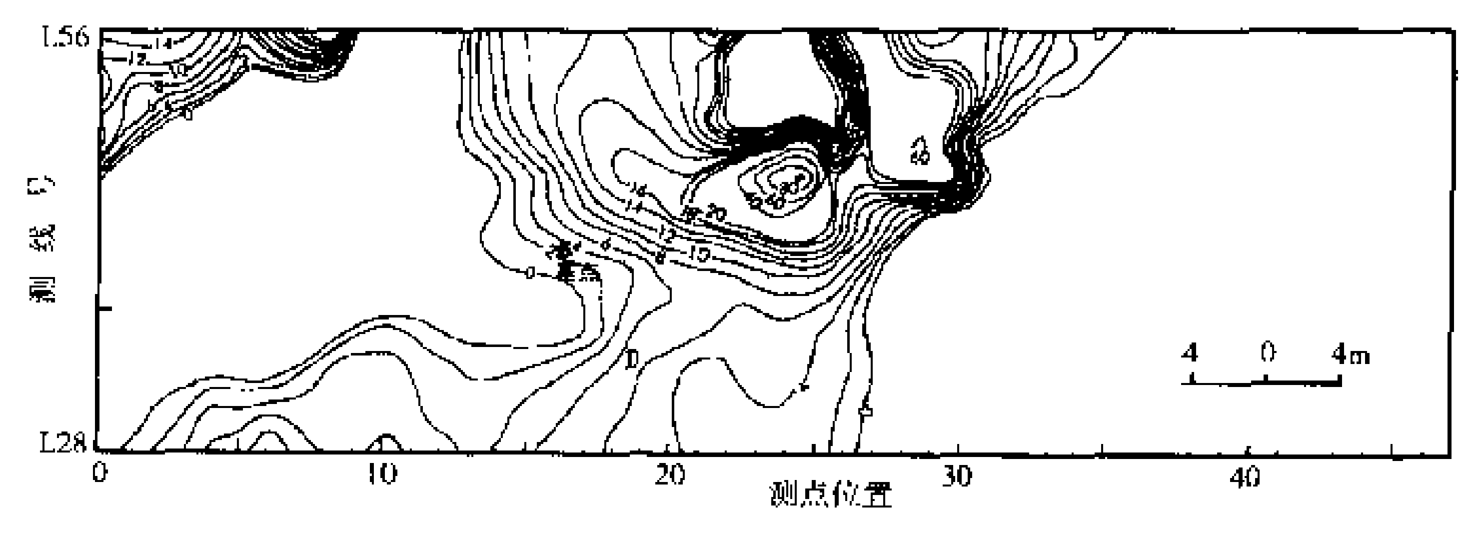


图 11-16　2.5m 探头高度正异常变密度等值线平面图

由图 11-15 可见，零等值线可把工区分为五个磁异常特征区：

(1)测区西南的 1、2 号正异常，是两个近代砖窑引起的；

(2)测区西部的 3-1 号负异常，是电线杆引起的；

(3)测区中部在一片弱正异常（Y 异常）背景上叠加两个较强正异常 Y-1 及 Y-2，其北侧有相应的负异常；

(4)测区东部的 3-2 号负异常，是变压器引起的；

(5)测区东北为大片弱正异常（4 号异常），与现代墓葬及坡下边的榨菜厂有关。

为了突出弱正异常，做了正异常变密度等值线平面图，如图 11-16 所示。

图 11－16 是 2.5m 探头高度测得的正异常变密度等值线平面图。图上帽盒岭中部弱正异常的轮廓更加明显。这个异常推测是大型古墓引起的。根据相对视磁化强度填图的运算，推测该异常的异常源深度小于 15m。Y－1 及 Y－2 异常，处于帽盒岭北部的土坎下，但场源深度较浅，估计是埋深在 3m 以下含有较强磁性物质的墓葬引起的。中部弱正异常向西北凸出的部分，可能是大型墓的耳室，也有可能是另一座墓。

三、大地电场岩性探测

大地电场岩性探测是陈维权等负责实施的。

1. 野外观测

大地电场岩性探测(petro-sonde)所用的测网也是地震面波观测用过的测网，不过测点距一般加密到 2m，测线距在个别地方加密到 2m。

野外观测用的是陈维权研制的 CYT－Ⅳ型大地电场岩性探测仪。

2. 观测结果

观测结果，获得三个异常

(1)1 号异常，是最主要的异常，位于帽盒岭顶部(图 11－17)，基点以东。东西长约 26m，南北宽约 16m。其顶板海拔在 167m 附近，底板海拔在 161m 附近，推断为大型古墓引起的异常。

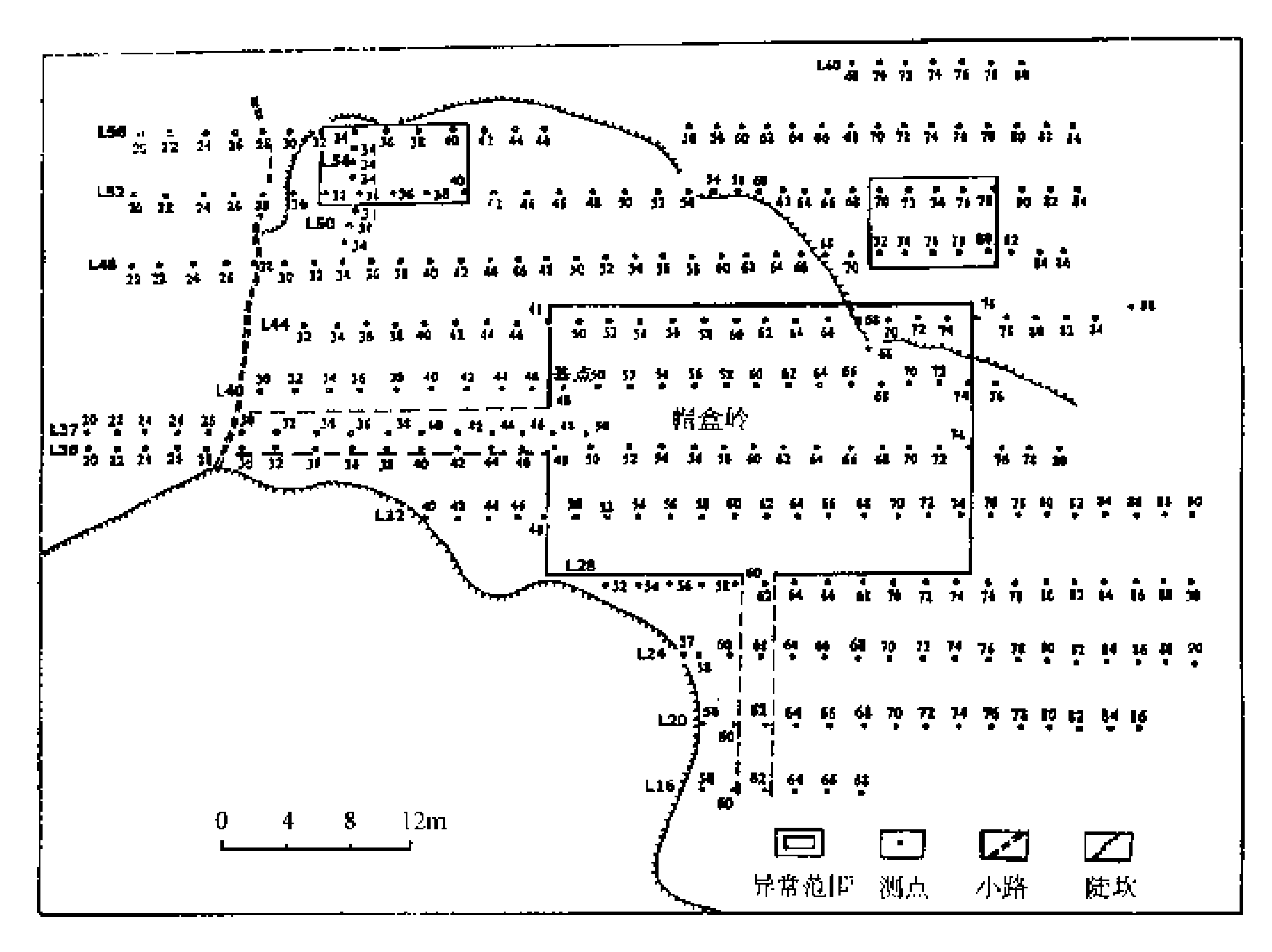


图 11－17 帽盒岭岩性探测成果图

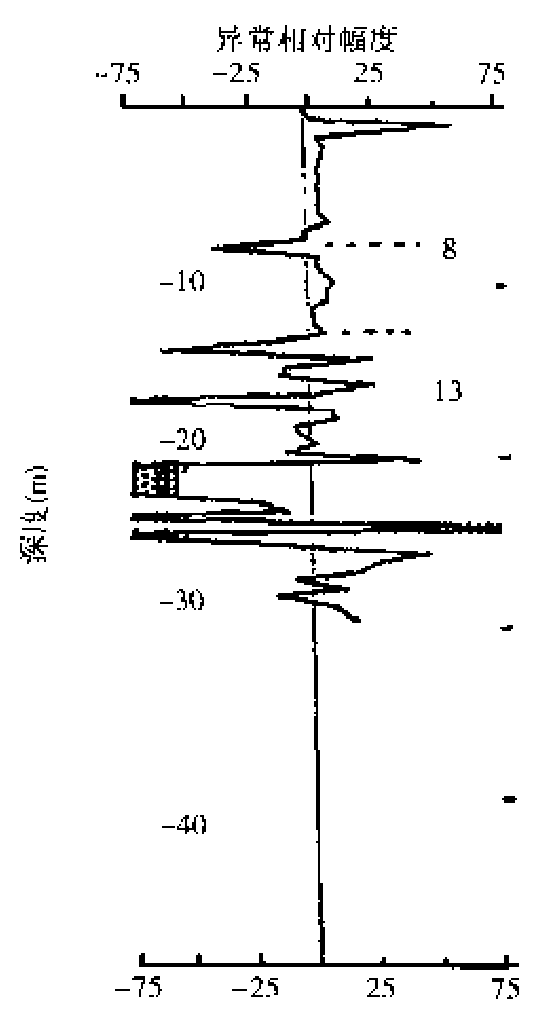


图 11－18　帽盒岭岩性测深异常典型曲线图

在 1 号异常南边，从 20 到 24 测线，62 号点至 64 号点附近，也有一南北向异常，顶板海拔为 169m，底板海拔为 166m，与 1 号异常相连，可能是该大型古墓的南面出口坑道。

1 号异常西边也有类似显示，但不明显。

(2)2 号异常，在 1 号异常的东北角，紧靠 1 号异常，东西长约 8m，南北宽约 6m，顶板海拔约 162m，底板海拔约 158m。

(3)3 号异常，在 1 号异常西北，东西长约 8m，南北宽约 6m，顶板海拔约 165m，底板海拔约 161m。

岩性测深异常典型曲线如图 11－18。由图可见，8m 深处有一致密层，可能是墓穴上的石板，也可能是白膏泥之类，我们暂称为顶板；13m 深处为底板，可能是基岩。

四、地球化学勘查

帽盒岭的地球化学勘查与地震面波观测同时进行，是由国家现代地质工程技术中心伍宗华、徐善法等负责实施的。

1. 工作方法与测网选择

古代帝王及达官贵人为达到遗躯防腐等方面的目的，墓葬中常有汞及含汞矿物辰砂，从而在古墓的上方，往往可以发现壤中气汞和土壤汞异常。即使由于古墓的时间太长，壤中气汞消失，也仍然会有土壤汞异常。因此，帽盒岭古墓的地球化学勘查以土壤汞及壤中气汞为基本勘查手段。同时，为了排除含汞金属矿床、地热田等因素可能形成的干扰，还采用土壤铜和土壤汞热释谱作为诊断性勘查手段。测网与地震面波观测一致。

(1)土壤汞测量

测网为 4m×4m，采样深度 1.5m 左右，样量约 200g，室内晾干后用木棒击碎，经 160 目筛，将小于 160 目的样品约 20g 装入纸袋，供驻地进行原子吸收测定。脱汞温度 750℃，重复测量样品为 12%，相对误差≤20%，合格率 100%。

(2)壤中气汞测量

测网为 4m×4m，在每个测点用钢钎打一个深约 0.5m 的小孔，用锥形螺纹采样器拧入孔中，将汞捕集在捕汞管中，其他气体被排除出去。捕集的汞在驻地用金汞齐原子吸收法测定，脱汞温度 800℃，重复检查样品为 11%，报出率 100%，合格率 95%。

(3)土壤汞热释谱测量

由于不同化合物和汞的矿物具有不同的分解温度，因此，根据不同温度下的释汞特征，就可推知汞的赋存状态。一般与古墓有关的汞呈离子形式存在，从 200℃ 开始释汞，至 400℃ 完全释放完。

(4)土壤铜量测量

若古墓中使用大量辰砂，则难以与汞矿中的辰砂相区别，但含汞矿藏往往与亲铜元素伴生，因此，如果汞异常区仅有辰砂而无亲铜元素的异常，便可以认定该异常与古墓有关。

2. 试验结果

经野外采样与野外工作驻地的室内初步测量和回到中心后在实验室所作的测量及资料处理，得到以下结果：

(1)汞异常下限

将各类分析资料统计整理后，确定其异常下限如下：

土壤汞异常的下限$\geqslant 25\times 10^{-9}$；

壤中气汞异常下限$\geqslant$500ng/m^3；

土壤铜量异常下限$\geqslant 60\times 10^{-6}$。

(2)壤中气汞异常

以500ng/m^{3}为异常下限圈定的壤中气汞异常集中在两个地区(图11-19)。一个在基点的西边，异常的西侧因是一溜往西倾斜的斜坡，未能封闭。现有异常面积约140m^2，最高异常含量达2 000ng/m^{3}以上，比一般背景含量约高10倍。异常朝地表水流方向分散，从高处往低处，异常含量有逐渐下降的趋势。另一个异常位于基点东北，距基点仅4m，面积约30m^2，最高异常含量大于2 000ng/m^3。

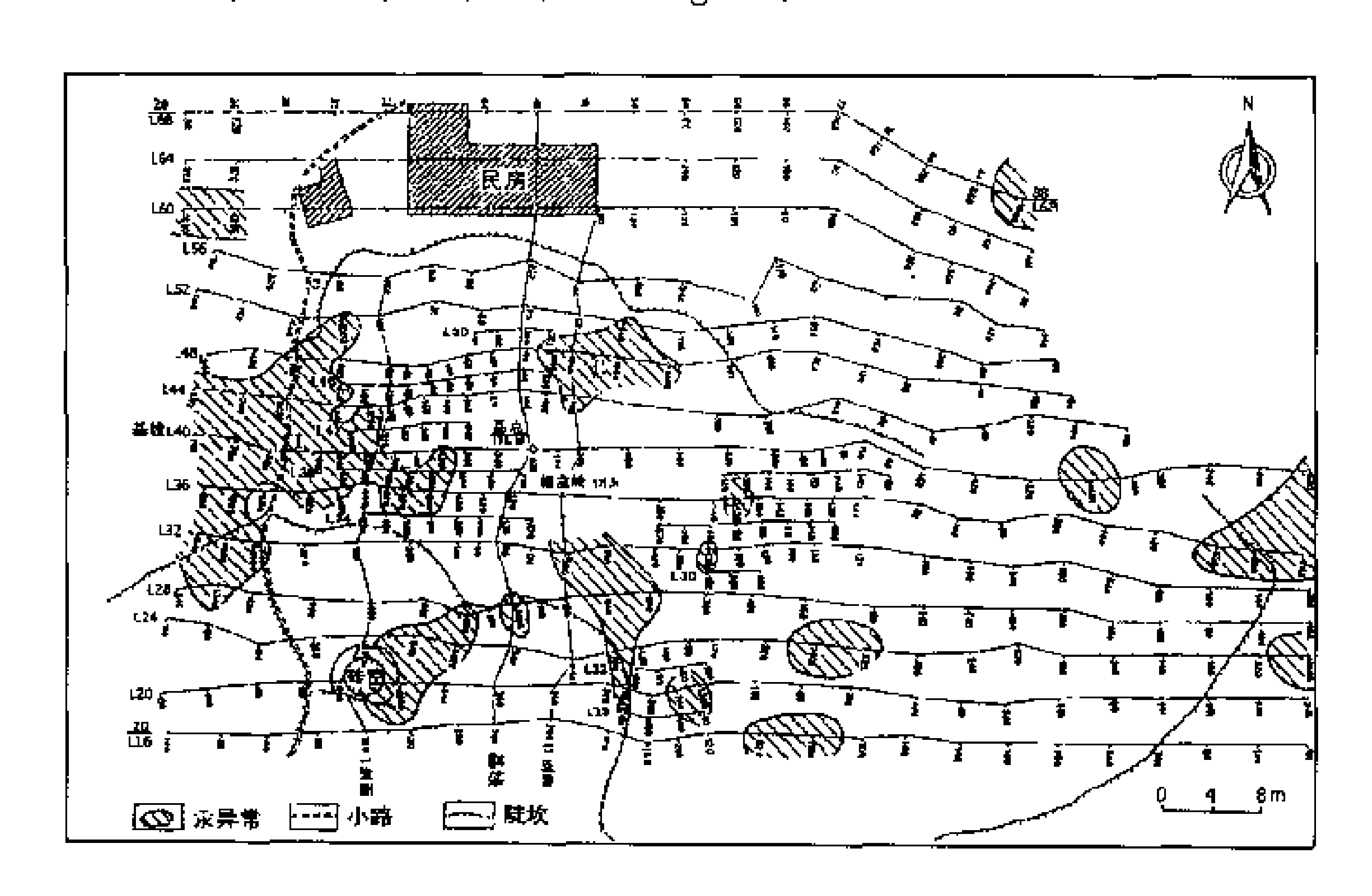


图11-19　帽盒岭壤中气汞异常分布图

除异常含量特高的异常点外，其他少于三个点的异常区，均未单独圈出。

(3)土壤汞异常

以25×10^{-9}为异常下限圈定的土壤汞异常主要也是分布在基点的两侧(图11-20)。基点西部的土壤汞异常与壤中气汞异常的位置和形态都比较接近，但土壤汞异常朝地势

低的西方位移比较大；基点东北的上壤汞异常与壤中气汞的位置也大体一致，但土壤汞异常朝地势低的帽盒岭北坡位移比较大。

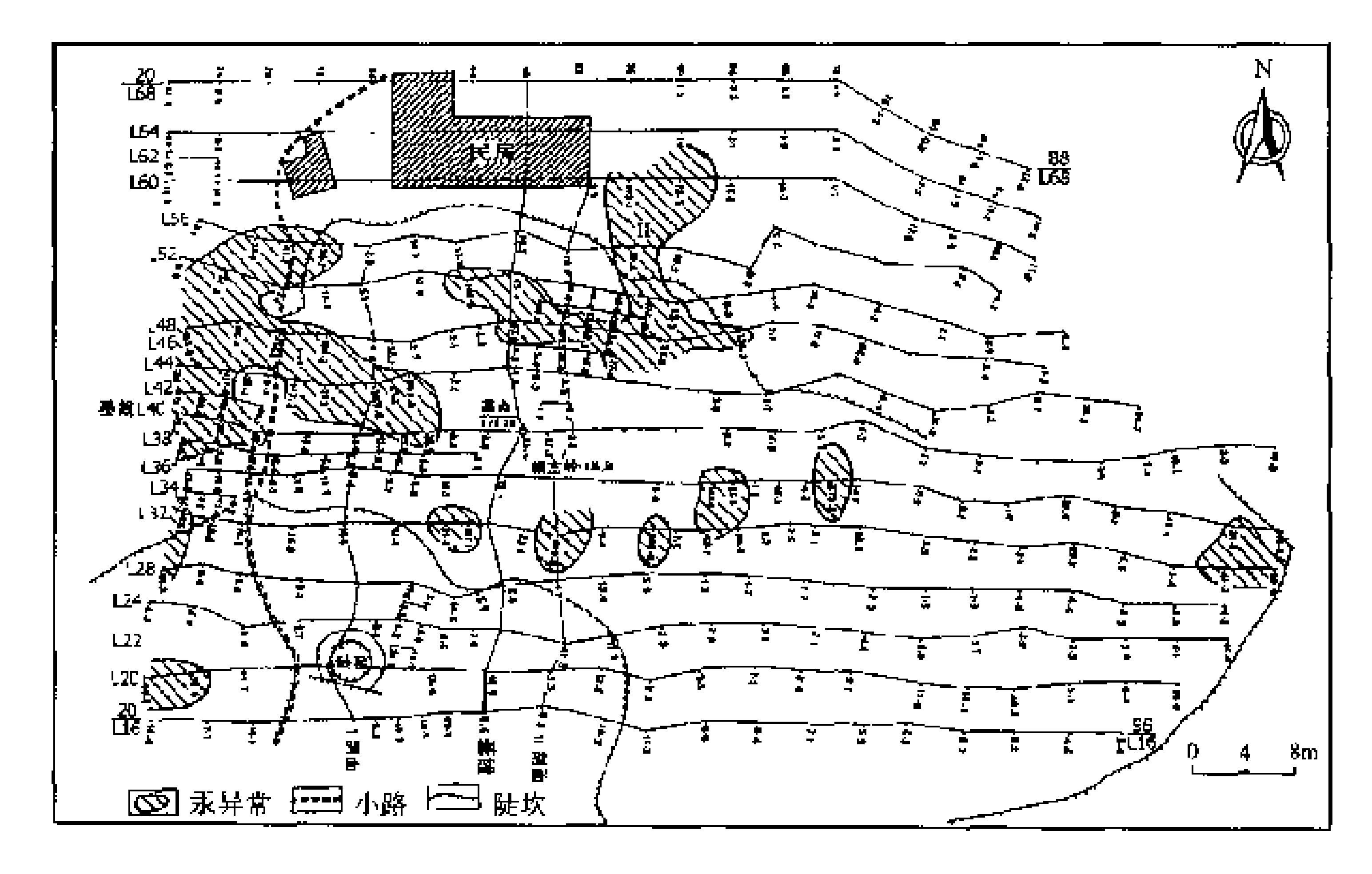


图 11－20　帽盒岭土壤汞异常分布图

(4)土壤汞热释谱特征

为了确定土壤汞及壤中气汞异常是否与古墓有关，在每个异常区内挑选了不少土壤样品测定它的热释谱特征。测定结果，大部分样品的释汞峰值温度低于 300℃，说明帽盒岭土壤汞与古墓有关。有意思的是，只有个别样品的热释汞峰值达 315℃，是与有机质（墓中尸体里的有机质与汞化合可生成有机汞化合物的异常）的吸附有关。而这两个样品采样点的位置靠近帽盒岭的最高处，说明那里是该异常的源区，可能是古墓葬的位置。典型的帽盒岭土壤汞热释谱如图 11－21 所示。

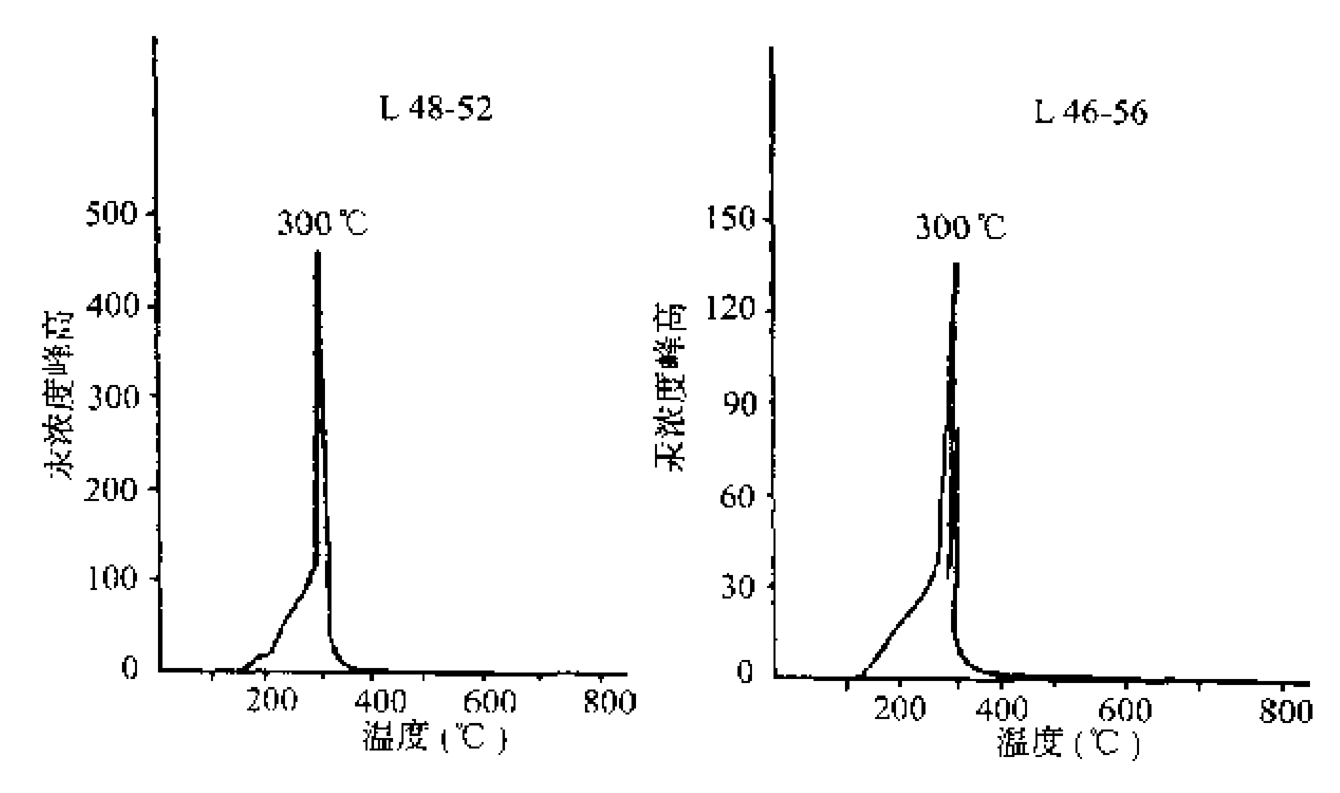


图 11－21　帽盒岭典型土壤汞热释谱图

(5)土壤含铜量

在两大异常区内挑选了15个样品测定铜的含量。测量结果，铜的含量范围为$11\times10^{-6}\sim31.6\times10^{-6}$，背景平均含量为$20\times10^{-6}$，为正常土壤中铜的含量水平。因此，本区的汞异常与矿化、地热田等因素无关。

3．推断解释

根据以上测试结果与分析：帽盒岭有明显的土壤汞及壤中气汞异常。而且，从主要汞异常中汞的赋存状态和伴生组分的研究来看，汞异常是古墓引起的。但是，汞异常分布与地震面波、磁法、岩性探测所定的古墓位置有较大的差异，即其他几种地球物理方法所定的古墓位置不在汞异常区，却与汞异常环绕的空白区相当，而这个汞异常空白区刚好又位于帽盒岭地势高处，土壤汞热释谱特征的测定也说明这个高处是汞异常的源区，所以当时就以与古墓有关的离子汞沿着地层表面向地势低的四周逸散，因而在渗流方向的下方形成大片汞异常来解释。这个看法，为在北京附近某战国时期古墓上的汞量测量结果所证实(见本章下一节)。

五、综合分析与推断

从图11-12帽盒岭基岩等高线图来看，基点以东的帽盒岭顶部有一南北长约16m，东西宽约10m的凹陷，凹陷底部的海拔约为162m；而从图11-13，在凹陷的东侧，刚好与凹陷相连的，是Ⅰ号洞穴异常，南北长约16m，东西宽约10m，洞穴异常的底板海拔也是162m，凹陷与洞穴恰好连成一个南北长16m，东西宽约20m的长方形体，可以认为这是一个大型古墓。其界限：南起34线，北至50线，西起50号点，东至70号点。

从图11-17帽盒岭岩性探测成果图来看，1号异常的位置基本上与基岩凹陷及Ⅰ号洞穴异常合成的长方形体的位置一致，而且岩性探测所定的古墓的底板海拔为161m，顶板海拔为167m，也与地震面波所定的洞穴顶、底板海拔基本一致。

将这个结果与图11-15、11-16及11-19、11-20对比可见，由地震面波及岩性探测所得的古墓位置又与弱磁正异常和汞异常空白区相当。这就进一步说明，地震面波及岩性探测所得的异常同时又是磁异常源和汞异常源。

四种不同的地球物理、地球化学方法所得的结果竟如此一致，从帽盒岭的地质地球物理条件来看，能同时具备这四项特征的，除古墓而外，还想不到有什么别的地质体。因此，推断认为：在帽盒岭中心部位有一个地球物理、地球化学异常，从地面来看，异常的西半部是现代坟墓，东半部为砂岩露头，根据探测结果推断，在海拔162m至166m的地下，存在一东西长约20m，南北宽约16m的大型古墓，如图11-22所示。由于基岩凹陷对应的地面为现代墓葬，现代墓葬下还探测到汉墓；而1号洞穴异常对应的地面为砂岩露头；考虑到砂岩之下是泥岩，泥岩相当软，可以在其中打洞，因而推测故陵楚墓可能是因地制宜，利用天然的基岩凹陷作为墓坑，然后往东在泥岩内开凿洞穴而成。墓坑内，大约离地面9m，即海拔166m深处，有一致密层，可能是石板，也可能是白膏泥之类。

最后，值得指出的是，这次工作在帽盒岭上发现许多小型古墓异常，估计主要是汉墓引起的，但这次工作的目的是找大型古墓，所以就没有一一点出。

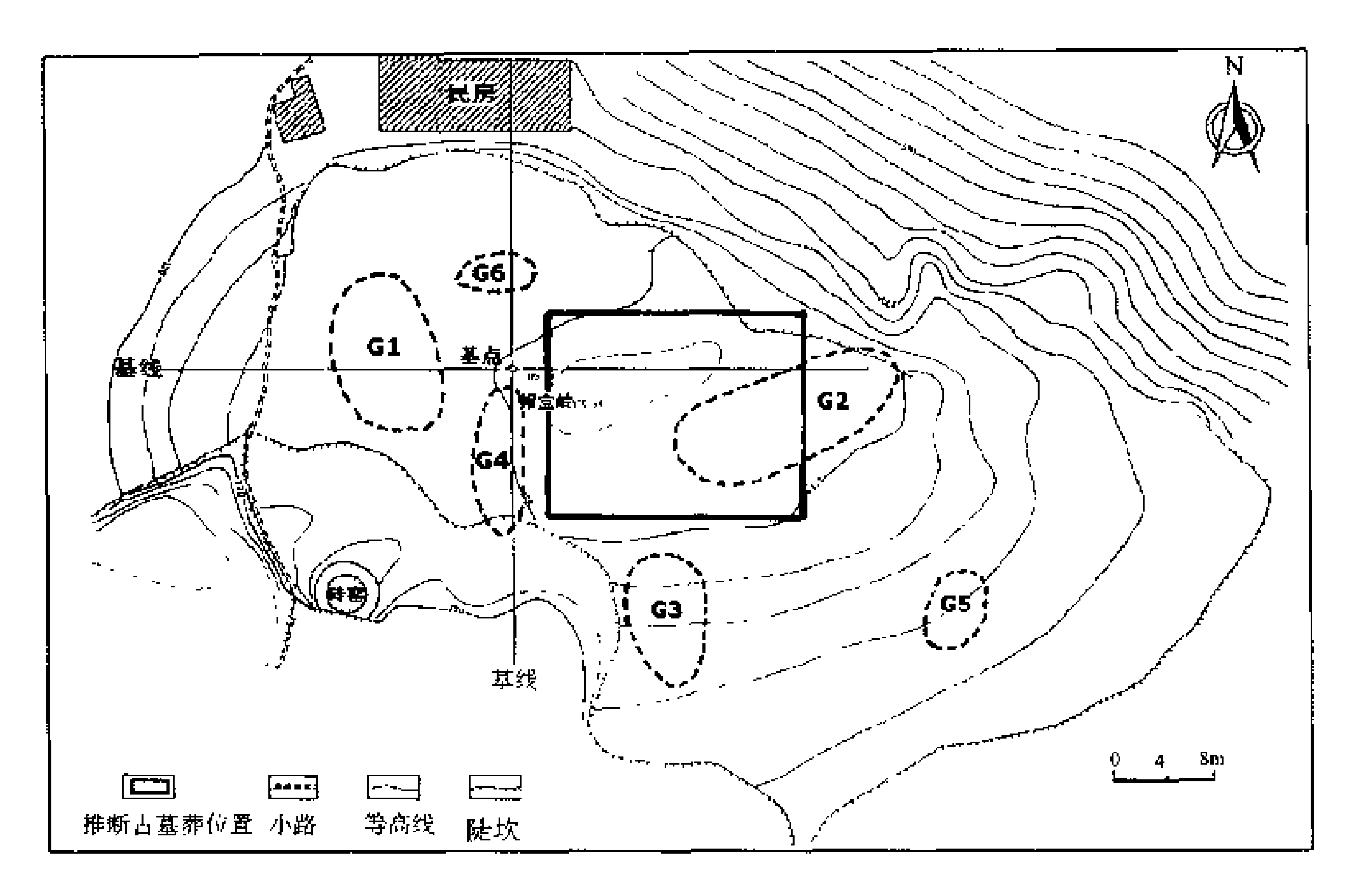


图 11-22　帽盒岭古墓位置示意图

六、帽盒岭的补充工作

四种方法获得一致的结果，似乎楚墓勘查工作至此已经可以画上句号。然而这时却发现了一个问题，即这次勘查的结果为什么与国家地震局地球物理所测量的结果不一致，见图 11-22，图中虚线表示的是国家地震局地球物理所发现的 6 个古墓异常。考虑到国家地震局地球物理所采用的电探 CT 是高密度电阻率法，所以，1997 年，张立敏又在帽盒岭布置了电阻率剖面测量及电测深。这次工作是由安徽滁州市文物保护科学技术研究所张寅生负责实施的。

电阻率剖面测量采用的是联合剖面，电极距为 AB/2 = 9m，MN = 4m 及 AB/2 = 7m，MN = 4m。由之得出的直流对称四极视电阻率等值线平面图如图 11-23 所示。将此图与图 11-16 磁异常平面图对比，二者的异常形态大同小异。

为了进一步了解异常的性质，又在 36、42、48 三条测线上作了电测深，$\frac{AB}{2}=0.3\sim50$m。图 11-24 是 42 线电测深的结果。由图可见，从 48 号点到 70 号点，剖面视电阻率等值线间距变化较大，与东西两侧显然有别，而其东西界限与前述四种方法确定的东西界限完全一致。

36 线及 48 线的电测深结果与 42 线相似，只是 48 线异常的西界西移到 38 号点。这与电剖面和磁测所得的异常向西北角延伸的情况是一致的。结合土壤汞及壤中气汞异常

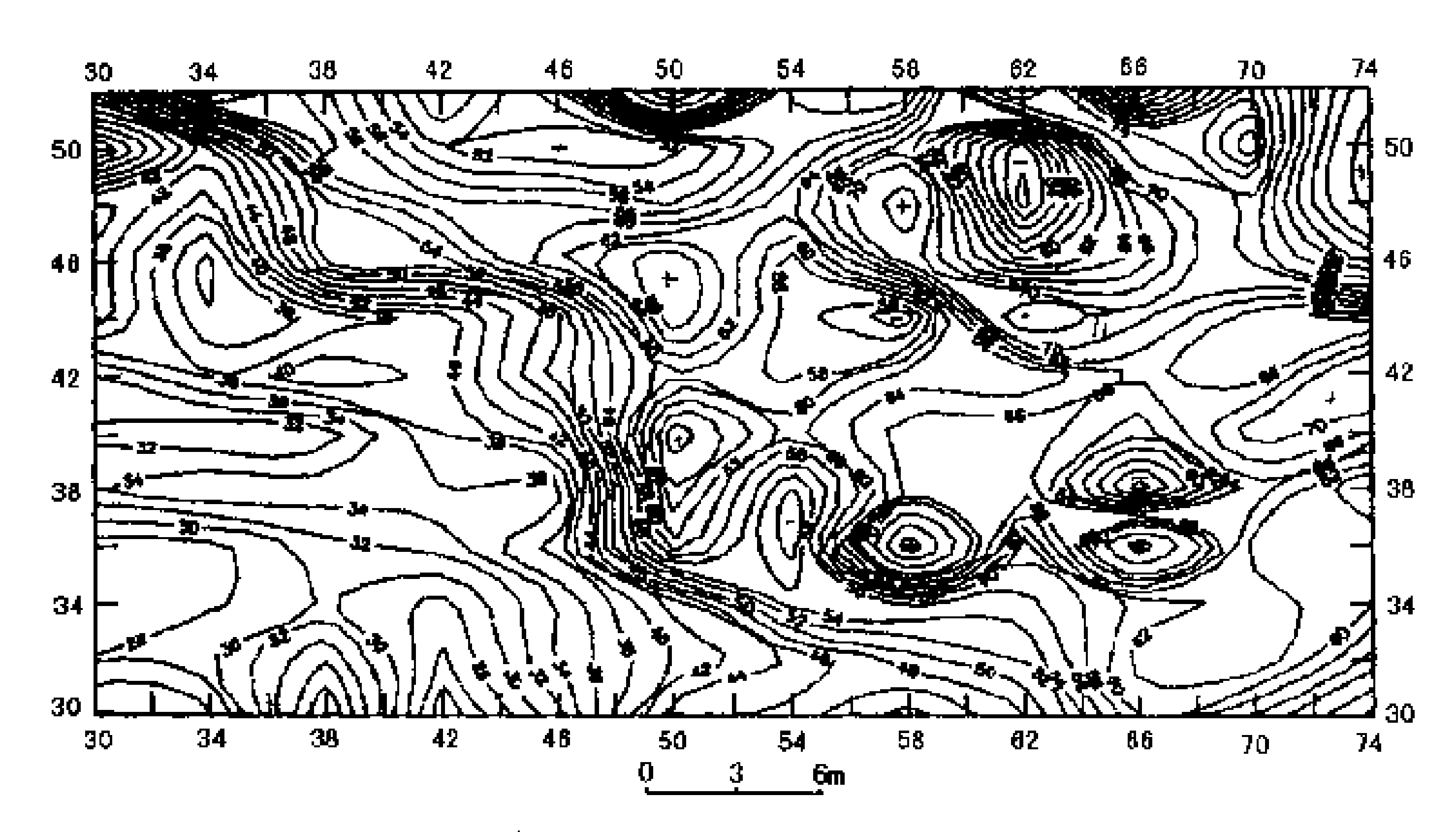


图 11-23　帽盒岭对称四极视电阻率等值线平面图

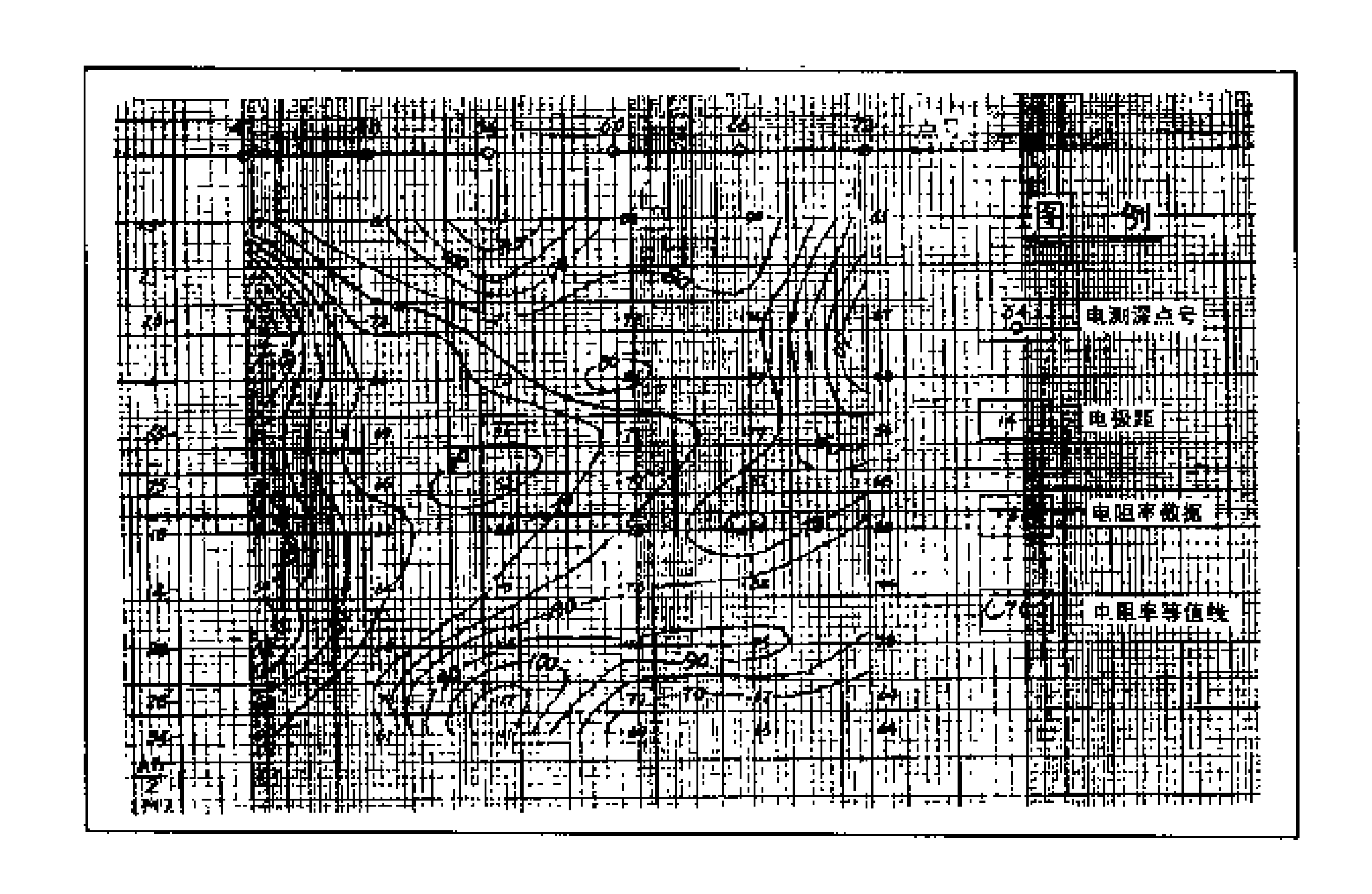


图 11-24　帽盒岭 42 线电测深剖面图

图，那里也有与中心部位类似的异常显示，可能是大墓的延伸，也可能是另一个大墓。

值得指出的是，帽盒岭上还做了地面热红外测量。工作是在 1996 年 9 月间的下午 2 点和凌晨 2 点由中国科学院遥感研究所测量的，两次测量结果基本一致，获得的热红外异常都是正异常，范围与上面所定的古墓位置相同，但面积更大一些。

七、异常检验情况及问题

1998～1999 年，文物部门对帽盒岭古墓进行试发掘，同时也就对地球物理测量结果作了检验，情况如下：

1. 帽盒岭中心异常的检验

中心异常西半部地面原来是现代坟，搬迁之后，在下面发掘出几座汉墓。再往下，大约从海拔 173m 左右起见砂岩，说明原来对这里可能是深达十几米土坑的推测是错误的。

在 46 线以北，38 号点至 56 号点之间挖了一个探坑，编号为 2 号探坑。它的范围相当于中心异常西北角及其西北延伸部分，其北部原有一座汉墓和一座碉堡，早已损毁。当探坑挖到 2m 左右深时，发现一类似墓坑的轮廓。其南面和西面界线十分清晰；东界上有一汉、魏时期的墓；北面就是帽盒岭北坡，可能由于坡上岩土崩塌以及现代墓和抗日时期碉堡之类的人为干扰，一直挖到 4m 深处，坑沿还随着坡度往北迁移，找不到明确的界线。特别有意思的是，在向下挖时，还可看到从南线往北逐级下降的台阶形结构；而且坑内外的土有明显的差别，坑外的土为粉红色，坑内的土是浅黄色细沙，无层理，相当纯净，以致有人认为是生土，但往下，却发现两座战国时期古墓的墓穴。考古工作者在墓穴底面用洛阳铲钻探，于海拔 166m 左右深处碰到石头。这个深度正是原来推断的古墓顶面，但考古工作者认为是基岩，就没有再往下发掘了。

在中心异常的西边，即 42 号点以西，挖了一条南北向的 1 号探坑，目的是寻找国家地震局地球物理所确定的 G1 古墓异常，同时寻找中心异常的西面墓道。在基点西侧离地面不到 3m 的范围内发现一战国时期的小型楚墓和几座汉墓，再往下挖到 6m 以上深处，无新的发现。

在中心异常的南面，大致是 30 号测线以南也挖了一条探坑，目的是寻找异常南边有无墓道，挖到 4m 深处，有基岩出露，没有再往下挖。

至此，考古工作者认为，在帽盒岭已经不可能找到大型古墓。但发掘并未达到地球物理确定的古墓异常深度，为了检验地球物理异常，决定在异常部位进行岩心钻探。一共打了 8 个钻井，其分布与地球物理异常的关系见图 11－25。钻探情况如下：

(1)中心异常范围内的 1 至 5 号钻井，在距地面深度为 9m 至 19m，即海拔 168m 至 158m 处，发现一厚约 10m 的青砂岩层，其上下均为红色粉砂岩，二者之间是突变关系，青砂岩的硬度最大，未能取得完整的跨接触面的岩心。1 号钻井青砂岩顶面海拔为166.5m，往下，在青砂岩内发现两个洞，上洞穴顶面海拔 164m，下洞穴底面海拔 160m，二者之间夹一厚约 1m 的青砂岩，在下洞穴底面上的岩心内有一层土壤。青砂岩顶面和下洞穴底面的海拔与地球物理确定的海拔完全一致。其他四个钻井内未发现洞穴，但出现一些半边的青砂岩心。这些半边青砂岩心不是岩心破裂形成的，倒有点像是在长期暴露于空气中的岩体侧面取的岩心。

从图 11－25 可见，4、5 号钻井都位于中心异常的东部边缘。其中 5 号钻井的井位曾想往西南方向靠近异常中心设置，可惜当时从 5 号井位往西南都是发掘后的回填土，笨重的水文钻机难以安放。

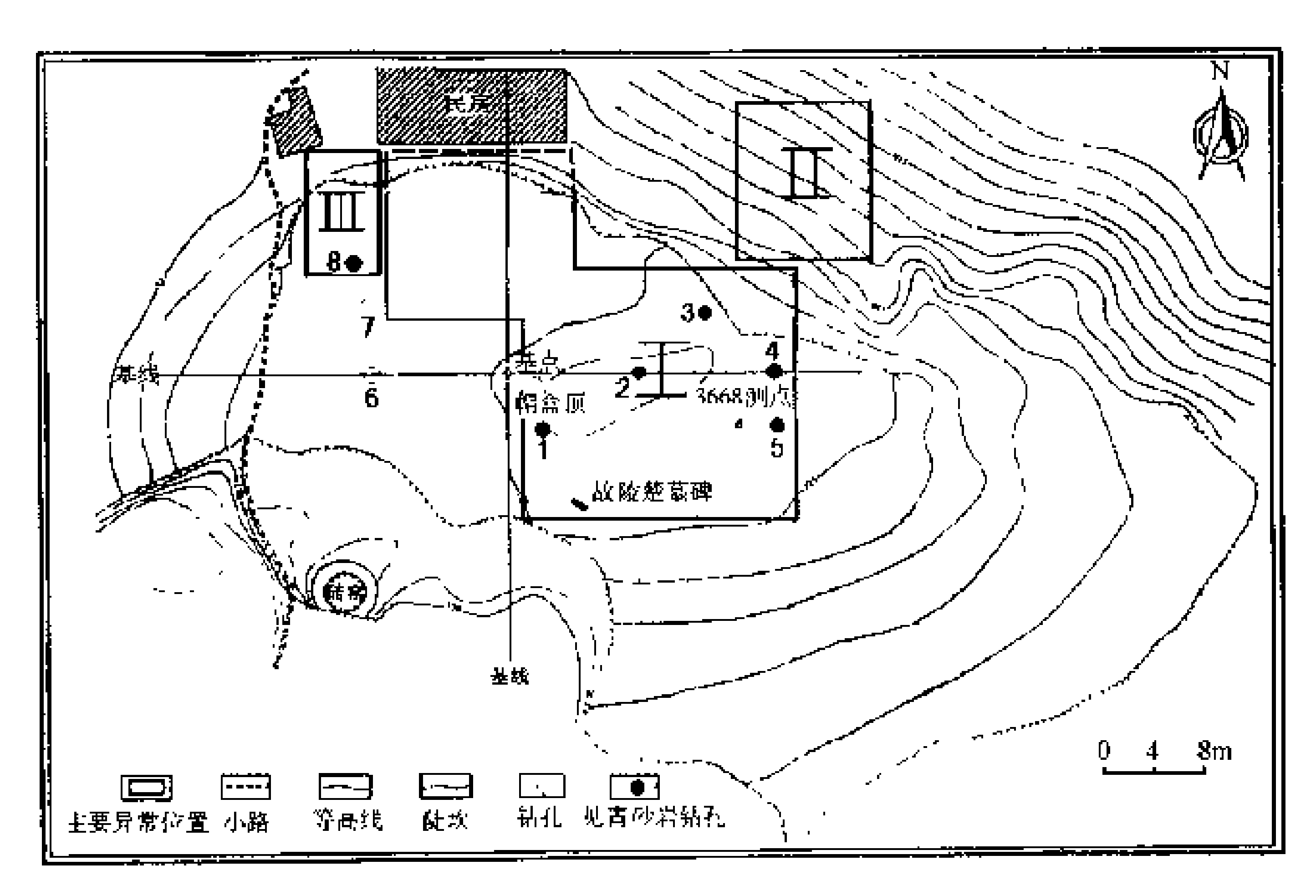


图 11-25 帽盒岭地球物理异常与钻井位置图

(2)第6、7号钻井距中心异常的西部边界约12m。从原地面(海拔174m)到海拔169m深处为土壤。海拔169m到海拔163m之间,即青砂岩应该赋存的部位为红色泥岩,再下为红色粉砂岩。一直打到距原地面25m深,即海拔150m左右,未见青砂岩。而6号钻井与1号钻井相距仅14m,一层厚达10m的青砂岩不可能在这么短的距离内尖灭。考虑到基点以西不到6m就有厚达6m以上的土壤,估计青砂岩的西界当在基点(40线48号点)附近。这层青砂岩在北坡没有出露,其北界当在3号钻井(44线)以北的50线左右。南面,30线以南,土层突然变厚,再稍微往南,黄色土坎下的海拔已是163m,未见青砂岩,可见青砂岩的南界当在30线附近。东边是悬崖,而且根据洛阳铲钻探,70号点以东,土层相当厚,估计青砂岩的东界,离70号点不会太远。

由此看来,原来所定的大型古墓范围与青砂岩的范围基本一致。这就提出了一个问题:所谓古墓异常是否就是青砂岩引起的?为此,又进行了岩石物理性质测定,结果如下表:

样品	剩余磁化强度($\times 10^{-3}$A/m)	电阻率(Ω·m)
青砂岩	1.1	785
红色粉砂岩	4.0	121

由此可见,中心部位的电阻率异常可能是青砂岩引起的,但磁异常不是,可是磁异常源却偏偏就在青砂岩内,因此,青砂岩内的磁异常源是什么,仍然是一个待解决的问题。

(3)第8号钻井在海拔163m处见青砂岩,比中心部位的青砂岩深了5m,其空间位置倒与3号洞穴异常的空间位置相符。更有意思的是,8号钻井距7号钻井只有3m,却一个有青砂岩,一个无青砂岩,相差为何如此之大呢?

2、存在的问题

异常检验虽然做了,但仍然有两个没有解决的问题:

(1)中心部位磁异常是什么东西引起的?这个问题前面已经提到,有待进一步研究;

(2)青砂岩的问题。帽盒岭是滑坡体,应该来自南山。南山上确实有一层青砂岩,厚约10m,自东向西倾,插入长江。由于青砂岩比较硬,在山坡上出露明显,许多地方形成悬崖。其上、下地层都是破碎的泥岩,而且不少处所已风化成土壤,杂草丛生。但帽盒岭北坡出露的却是红色砂岩,有的地方形成小悬崖;在青砂岩该出露的部位,不但不见青砂岩,反而是土壤,种植了果树和其他农作物。再联系到第6、7号钻井处于青砂岩部位的是红色泥岩,不能不使人对青砂岩的来源提出疑问。

青砂岩本身是个问题,而磁异常源还在青砂岩中,是否古墓就在青砂岩内呢?或者更进一步,青砂岩本身是否就是古墓建筑呢?这个与青砂岩相关之谜,只好留待以后去探讨了。

总之,根据地球物理勘探结果和检验工作中出现的情况,还难否定帽盒岭下有大型古墓存在,需进一步做工作,尤其是2号坑尚留有疑点,更值得向下追踪,达到地球物理勘探的深度。

第八节　北京附近某战国时期古墓

在北京附近某地,有一平地堆起的大土包,高约10m,上立一三角点钢架,相传是战国时期的墓。土包及其周围平地的土壤都是含砂甚多的沙质土。北京市文物所曾用洛阳铲探测过,确定土包下是土坑墓,并掌握了墓的位置、大小、形状及埋深。1995年3月,作为上述故陵楚墓勘查工作的一部分,即检验故陵楚墓勘查中所用的地球物理和地球化学方法的有效性,张立敏在这里组织进行了地震面波观测、大地电场岩性探测和土壤汞测量。测网为4m×4m,其中20线20号点设在三角点钢架底座中央,也就是土包顶面的中心部分。试验的结果如下:

一、地震面波测量

古墓的面波测量是国家现代地质工程技术中心杨辟元等负责实施的,采用的仪器及工作方法与上述故陵古墓勘查相同。

古墓土包表层土质松软,在统一布置的测网上,面波测量一个十字剖面及两条短剖面。十字剖面的交点为20－20号点,即土包的中心点,如图11－26a。

面波所得的地震剖面,如图11－26b,c所示。图11－26b为十字剖面中的南北向剖面,它穿过各条测线的20号测点。图11－26c为20测线。

根据面波测量的结果,古墓可分成五层:

(1)Ⅰ层,即表层,为极松软的砂土,厚约1～2m,面波传播速度小于100m/s。

(2)Ⅱ层,为古墓的盖层,厚约4～8m,波速200～300m/s。它又可分为$Ⅱ_1$及$Ⅱ_2$两层,$Ⅱ_2$层的波速较$Ⅱ_1$层稍高,分布于剖面的南部。

(3)Ⅲ层，是一个薄层，厚约 2m，波速为 100～200m/s，相对于其上、下层较为疏松，也是墓穴的盖层。

(4)Ⅳ层，厚度可达 8m，波速约 370m/s，也分$Ⅳ_1$及$Ⅳ_2$两层，两层之间断断续续地出现空隙及空洞，这就表明Ⅳ层应是墓穴所在。墓穴东西宽 16m 左右(见图 11－26c)，南北长近 40m(包括墓道在内，见图 11－26b)。棺椁在$Ⅳ_1$覆盖之下的$Ⅳ_2$层中。

(5)Ⅴ层，应为原生土，波速在 400m/s 左右。Ⅳ层与Ⅴ层之间，也断续地出现空隙或空洞。

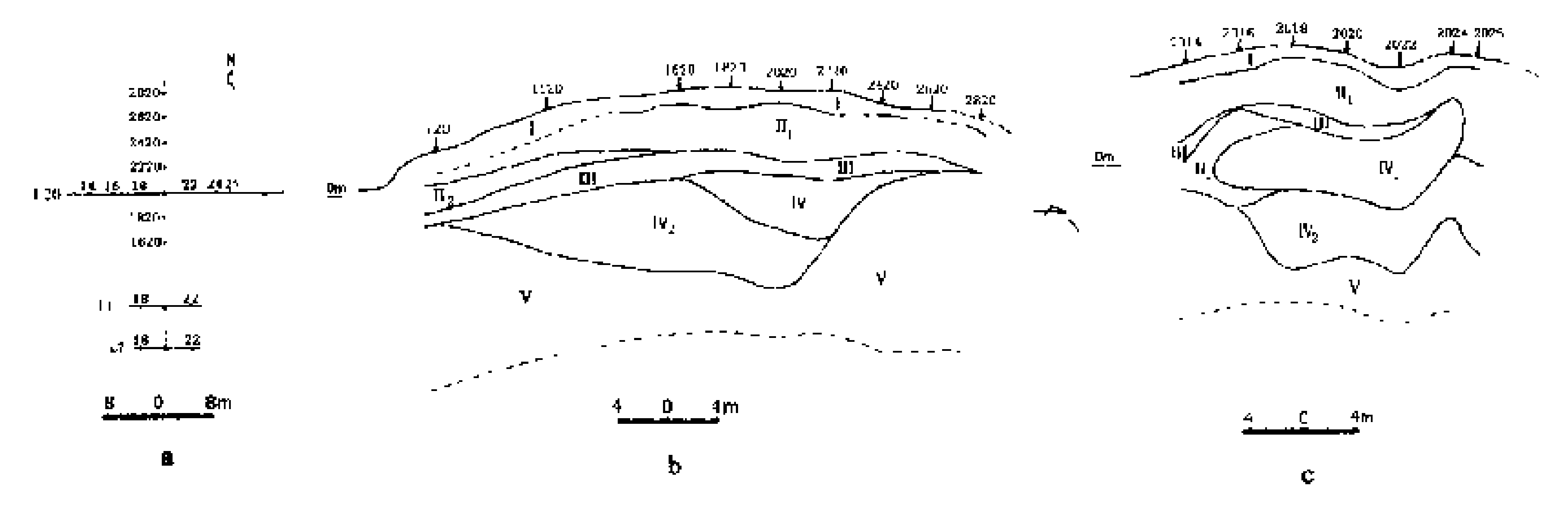


图 11－26　地震面波测量的测线位置及地震剖面图

从图 11－26b 地震剖面来看，Ⅳ层与Ⅴ层之间的界面向南抬升，应是墓道的反映。

二、土壤汞测量

土壤汞测量是国家现代地质工程技术中心伍宗华、徐善法等实施的。

工作是在统一布置的测网上进行的。测量结果如图 11－27 所示。

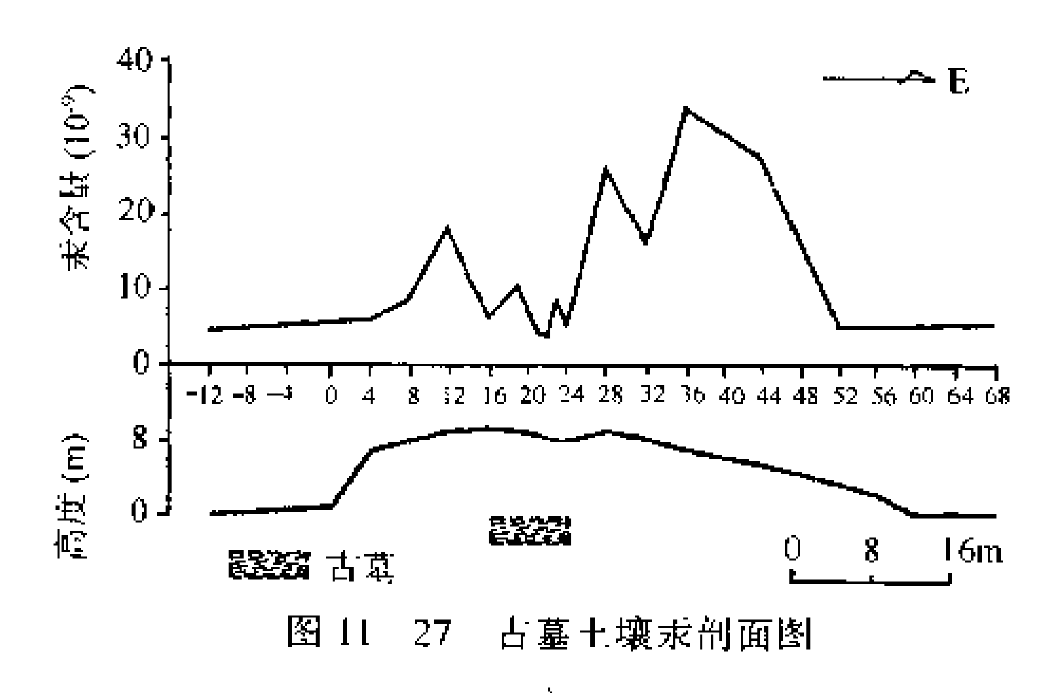


图 11　27　古墓土壤汞剖面图

由图可见，土包顶部的土壤汞量比两侧低，而土包顶部的下方正是古墓。对这个现象的解释是：在土包顶部，由于雨水的冲洗，土壤中的汞被水携带朝土包两侧地势较低的地方扩散，因而形成土包顶部土壤汞量低而两侧高的状态。

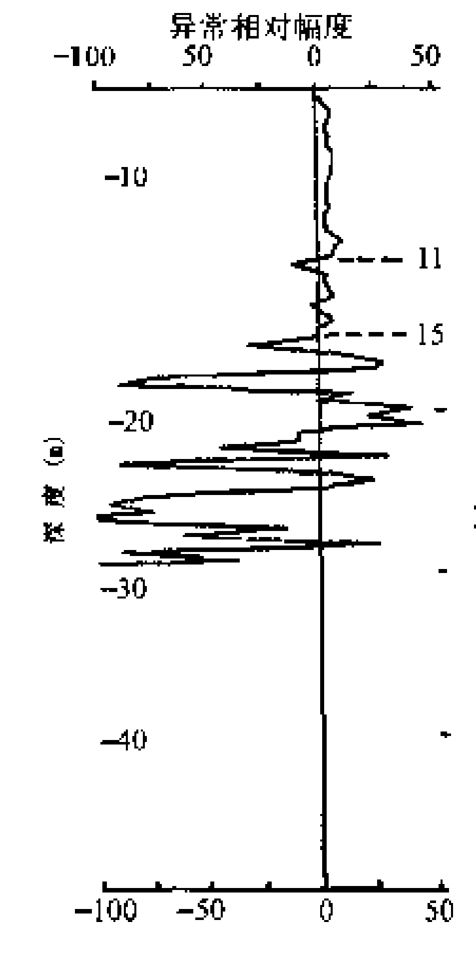


图 11－28　古墓岩性探测典型曲线

三、大地电场岩性探测

这项工作是陈维权负责实施的。

工作也是在统一的测网上进行的，结果表明：

在土包顶部地下 10m 及 16m 附近，各有一个电性界面。

下电性界面近乎平面的部分，大体以土包顶部为中心，南北长约 20m，东西宽约 16m，深约 16m，是墓穴的底面。

上电性界面的分布范围较广，是墓穴的盖层。

南面还有一条带状异常，电性界面往南抬升。

图 11－28 为古墓岩性探测典型曲线。

四、综合分析

根据以上地球物理和地球化学测量结果，可得以下认识：

(1)从地震勘查结果(图 11－26b，c)来看，墓穴东西宽 16m，南北长过之，深约 16m；岩性探测结果，墓穴东西宽 16m，南北长约 20m，深约 16m，二者基本一致。

(2)从图 11－26b，古墓向南有一逐渐抬升的墓道，直至古墓建筑前的地表；岩性探测的结果也反映这一趋势，可以认为是墓道。

(3)土包型古墓的顶部可能出现低值土壤汞异常。

以上结果与钻探结果基本相符。

第十二章　水下考古与文物保护

从全球来看，水下文物，包括水下遗址及沉船等，真是不计其数。一方面，这是因为有不少遗址，由于地面下沉或海平面上升，现已被水掩盖，而且还有一些遗址，本来就是水下建筑，如古代码头之类；另一方面，成千上万年的水上交通，罹难的船只不可胜数，其中也包括难以估计的重要文物。

我国也有许多水下文物，不久前从长江水下打捞上来的中山舰，就是其中之一。据《史记》载：代表周天子权威的九鼎，有一个掉在泗水里，秦始皇过彭城时，还"斋戒祷祠，欲出周鼎泗水"[33]，一千多人在水里捞来捞去，结果什么也没有找到。假如我们有办法找出来，那多么有意思啊！"晴川历历汉阳树，芳草萋萋鹦鹉洲"，唐人崔颢这首脍炙人口的诗，使人对武汉长江中这个早就沉没的风景区，也浮想连翩。还有一个历史上出名的泗州城，后来陷在洪泽湖底，关于这个古城陷落时的神话传说，至今尚在流传。何况我国早在秦、汉时代，就已是海上交通大国，海上"丝绸之路"和郑和下西洋，在人类历史上，写下了光辉的一页。但海上风波险恶，在我国的东海和南海里，又不知有多少沉船，等待我们去考查呢！

水下考古的方法很多，磁法、重力法、声纳、地震、微波等都有可能采用。我国在辽宁绥中海域虽已用地球物理方法进行了水下考古工作，可惜至今还没有发表这方面的详细材料。这里主要引用一些国外的资料。

地球物理、地球化学方法除用于考古探测外，在文物保护中也起着重要的作用，本章也将介绍有关这方面工作的几个实例。

第一节　水下考古

一、德国石勒苏益格水下遗址的探测

石勒苏益格（Schleswig）是德国最北边石勒苏益格-荷尔斯泰因州的一个城市，离丹麦不远，有水道通波罗的海。9世纪和10世纪时，这里附近的海扎布（Haithabu）是斯堪的纳维亚半岛人的一个重要殖民地、交易处和货运站。当时，从斯堪的纳维亚来的生意人和从比较文明的南欧来的商人都想躲开海盗横行的日德兰半岛北端的危险海道，于是就驾着吃水很浅的长船，分别从北海和波罗的海进人小河，来到这里。海扎布位于湖边，刚好在二海之间的这条大部分是水路交通线的中途，因面当时曾一度繁荣。由于近千年来海平面上升了1m，目前，这里的古代码头及港口其他建筑物的遗迹都被湖水和泥淹没了。为了探测水下和泥里的文物，使用了高精度地震反射法[68]。采用的声波频率为5kHz，相当于水中的波长30cm。这样波长的声波不但可透入海底，而且还能探测到几个厘米大小的

文物，因为可以接收到来自这些文物的绕射波。探测结果如图 12－1 所示。

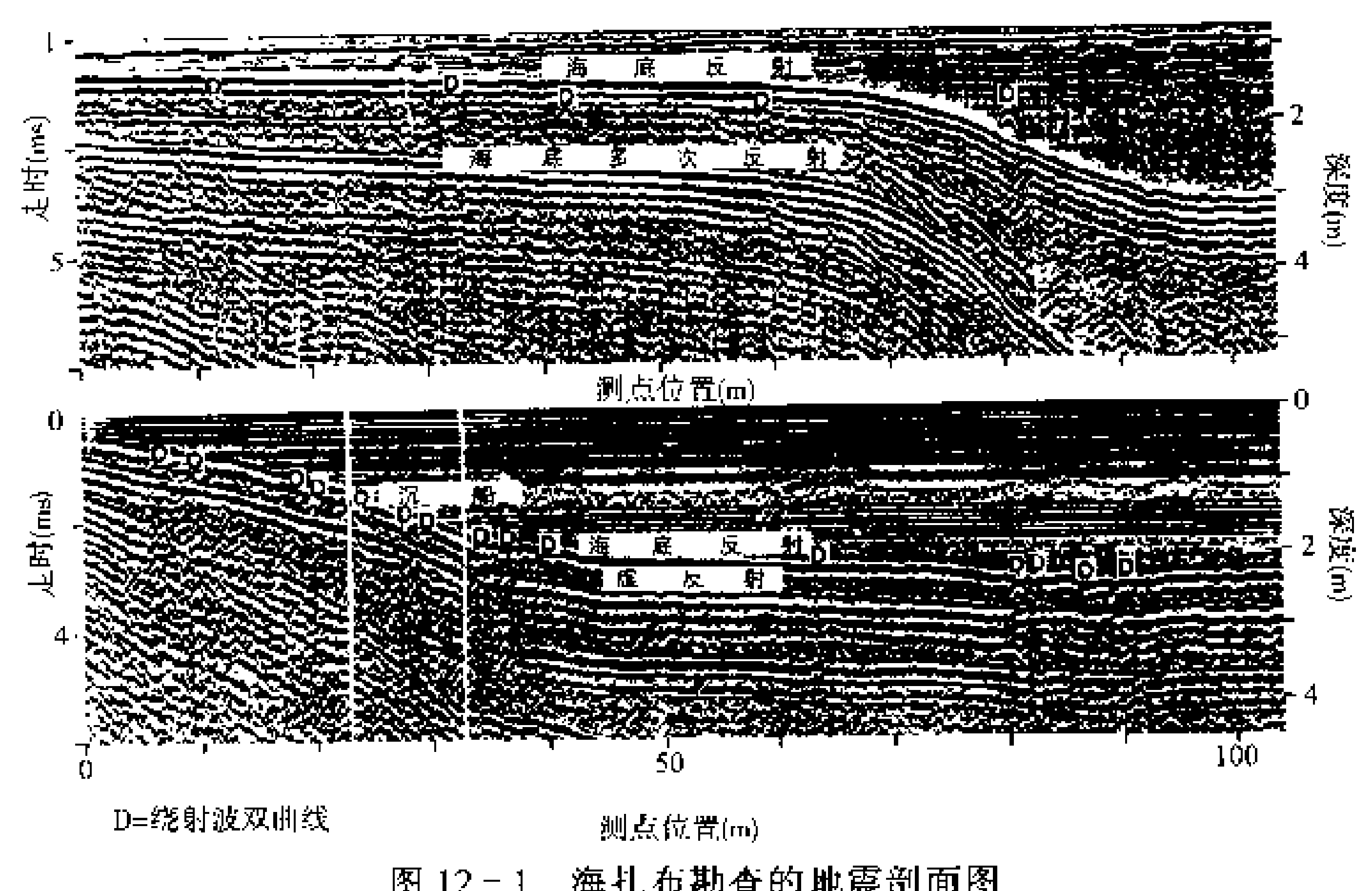


图 12－1 海扎布勒査的地震剖面图

(引自 Ulrich Leute，1987)

由图可见来自湖底的反射和北欧长船残骸的信号(沉船)，以及由各种各样小物体引起的绕射双曲线(图上用“D”表示的小“箭头”似的信号)。剖面上，来自湖底的多次反射，也清晰可见。

二、墨西哥湾大陆架潜在遗址的地震探测

大约距今 25 000－6 000 年间，冰川作用引起了世界范围的海平面下降，墨西哥湾大陆架的大部分出露水面。考古专家认为，距今 12 000 年前，墨西哥湾地区有人类活动，因而有可能在现在墨西哥湾大陆架上，找到距今 12 000～6 000 年前的史前人类物质和文化遗址。特别是这些遗址，也许能提供有意义的、从大陆上无法得到的考古资料。

根据墨西哥湾地区海平面变化曲线，现平均海平面下 40m 以上的大陆架，可能是史前人类居住的地方。陆上遗址考查资料告诉我们，古遗址丰富的地区与地貌特征之间，是有直接关系的。这些地貌特征包括河道、海湾、湖泊、潟湖、小丘等。尽管大多数古遗址的面积太小，无法用高分辨率地震勘探方法分辨出来，但与它们有关的这些地貌特征，有可能用高分辨率地震方法探测出来。油气勘查所得的高分辨率浅层地震反射资料，也可用于这些地区的古遗址考查[73]。

这里介绍三个例子：三个地区都位于美国得克萨斯州和路易斯安那州南部墨西哥湾大陆架上，自西至东排列，其中两个地区位于大陆架两个全新世三角洲之间，是在大陆架较为稳定的部分；另一个虽然位于地面下陷达 30m 的地方，但地貌隆起处是在全新世地层的顶部，该处的下沉量应该是最小的。

1. 高岛地区的地震勘探

萨宾河(Sabine River)是得克萨斯州与路易斯安那州的界河,南流入墨西哥湾。就在河口以南的大陆架上,发现了古萨宾河谷。古萨宾河谷从现代萨宾河河口开始,先往南行,然后转向西南。高岛(High Island)地区就位于已发现的古萨宾河谷西南约 20km 的地方,刚好就在古河道的延伸线上。海湾石油公司在高岛地区做了 3.5kHz 的海底剖面和电火花震源地震剖面测量工作。资料表明,这个地区的东半部是一个广阔的由沉积充填物形成的区域。

从海底剖面仪记录(图 12-2)可以看到,沉积充填区的上覆反射层发生了拗曲,这是

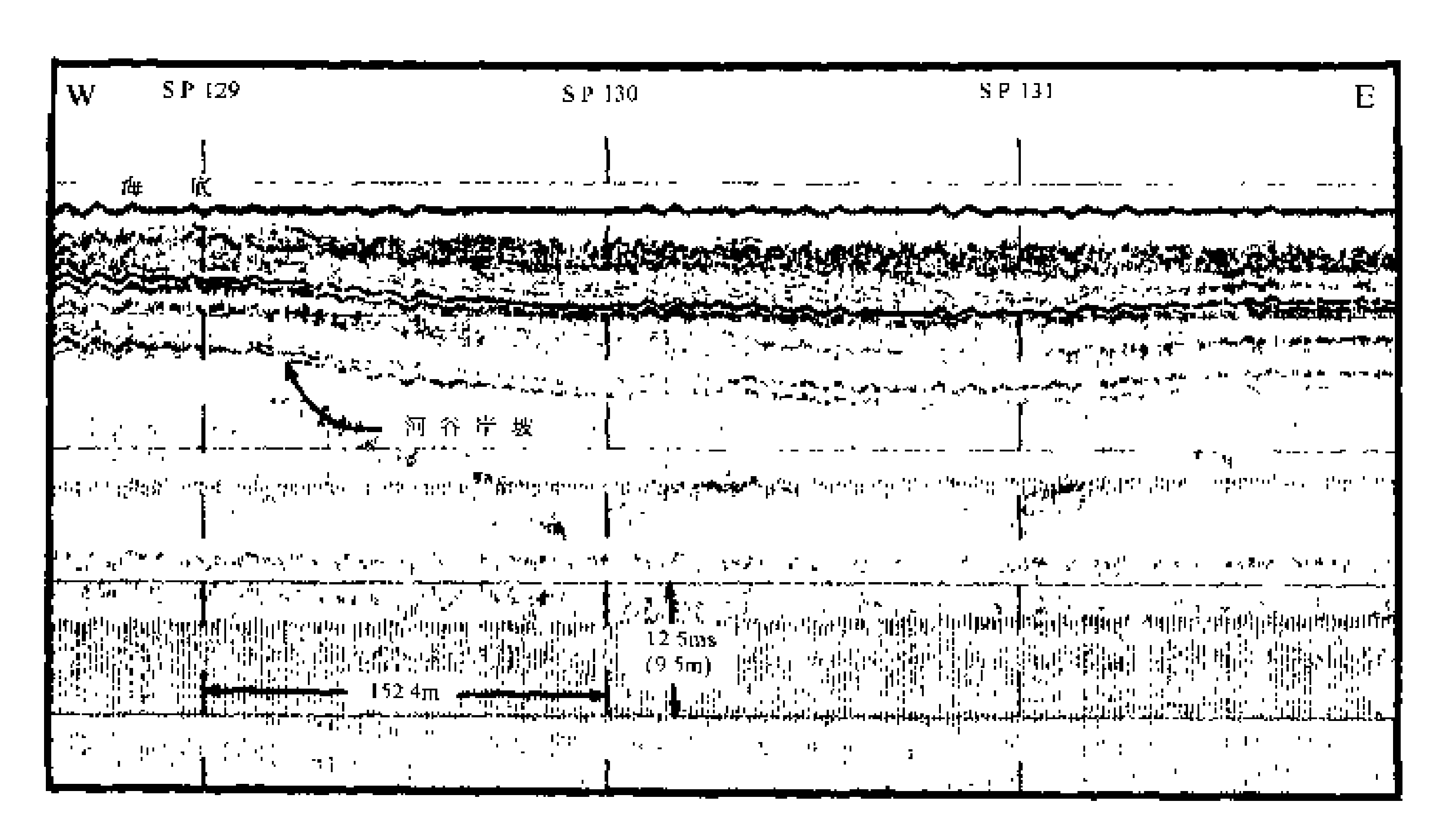


图 12-2 3.5kHz 海底剖面测量反映的沉积充填区上覆地层的拗曲
(引自 M.J.Stright,1986)

由于沉积越厚的地方,充填物压实的程度越大所致。电火花震源地震数据表明,充填物内的地震波衰减较大,估计是充填物中生物产生的气体造成的。根据高岛地区是在古萨宾河道的延伸线上和沉积充填物又相当厚等情况,推断这个沉积充填区就是古萨宾河道的继续延伸。但由于地震波在充填物里的衰减,未能取得沉积区深部地震反射信号,以致主河谷的最大深度无法确定。不过,由于海平面上升,古河谷渐渐被沉积物填充,在沉积充填物中形成了萨宾河后期河道。海底剖面仪获得了来自沉积充填物中后期河道底面的反射信号,说明后期河道下切到现在平均海平面以下 36.9~43.3m 深处,如图 12-3 所示。

古遗址可能与支流河道或河道岸堤有关。图 12-4 就是支流河道及河岸上可能保存遗址区域的海底剖面图,是由 3.5kHz 海底剖面测量得到的。

2. 西喀麦隆地区的地震探测

西喀麦隆(West Cameron)地区在萨宾河口的东南,西邻高岛地区。根据壳牌石油公司提供的该地区高分辨率地震探测资料,可明显地看出河流下切的三个阶段。

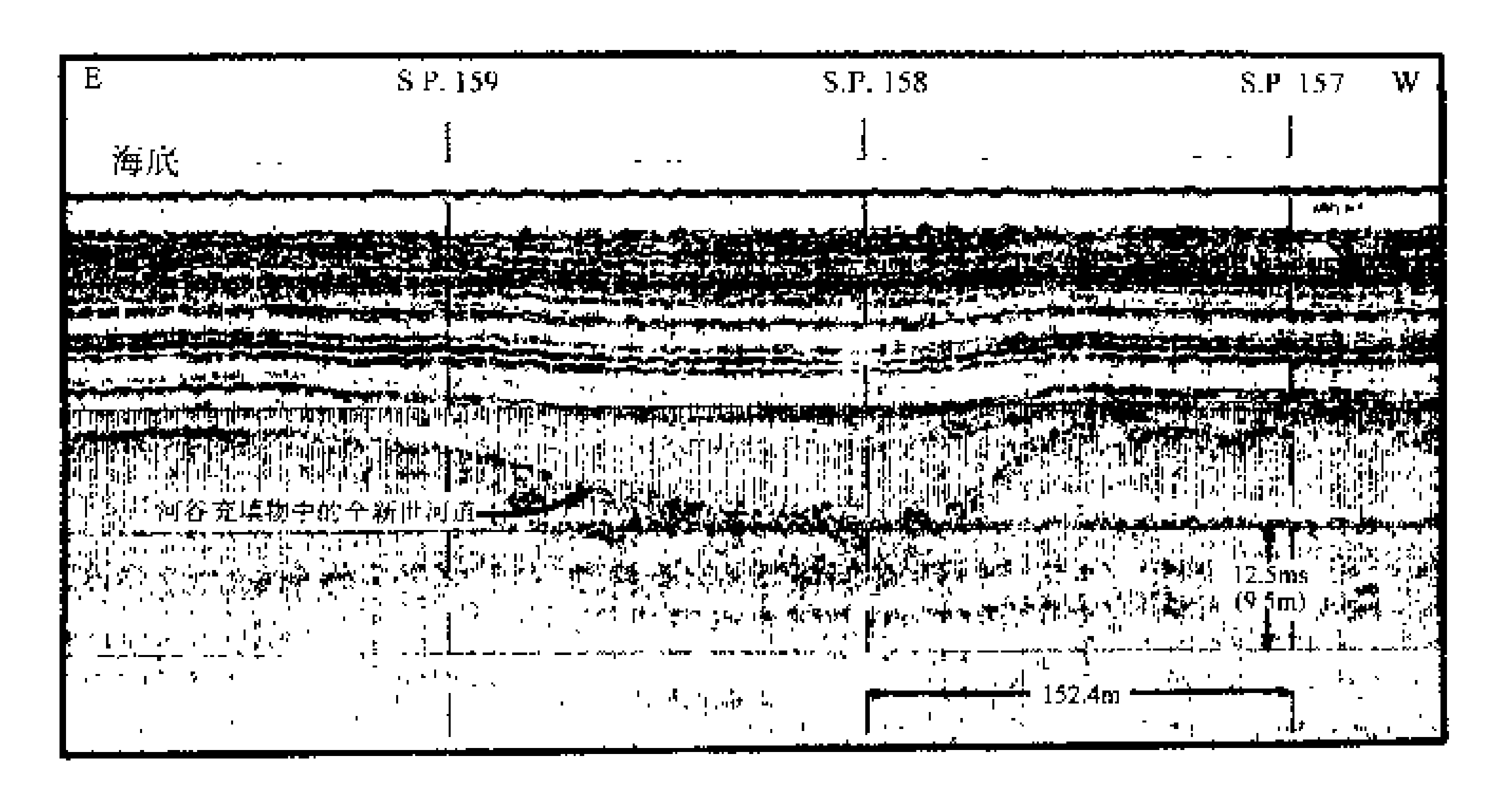


图 12-3　3.5kHz 海底剖面测量反映的充填物中的全新世河道
（引自 M.J.Stright,1986）

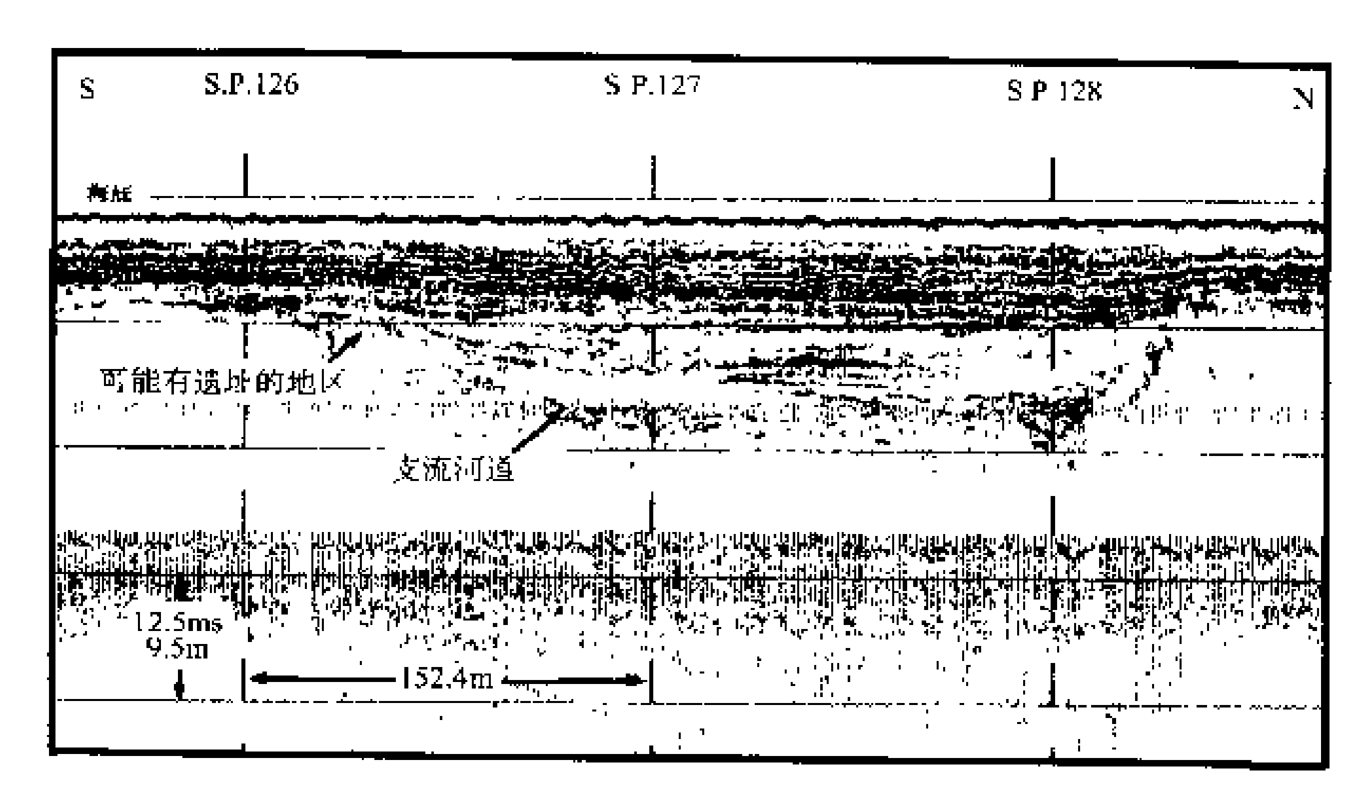


图 12-4　3.5kHz 海底剖面测量反映的支流河道及可能的遗迹保存区
（引自 M.J.Stright,1986）

第一代河道只有在用 400J（焦耳）的电火花震源勘探的资料中才能清晰地看到。图 12-5 就是这样的记录。河道大约从海底之下 3.7m（即现海平面下 16.5m）深处下切，直到海底沉积 44m 深处。根据海平面变化曲线，在距今 24 600 年到 6 600 年期间，第一代河道出露地表。当时，河道两岸是生物繁衍地区，可能存在古遗址。

第二代河道从海底下切，直到海底沉积 10m（即现海平面下 14m）深处。河道南部边缘还明显地存在第一代河道阶地，那里可能保存古遗址，如图 12-6 所示。

第三代河道是第二代河道旁边的弯曲废河道，如图 12-7 所示，具有洪水泛滥后的特征，可能是第二代河道天然堤防被洪水冲决后形成的。从声波反射的数据看，河道充填物是均匀的。年代比较晚的古遗址可能分布在其沿岸。



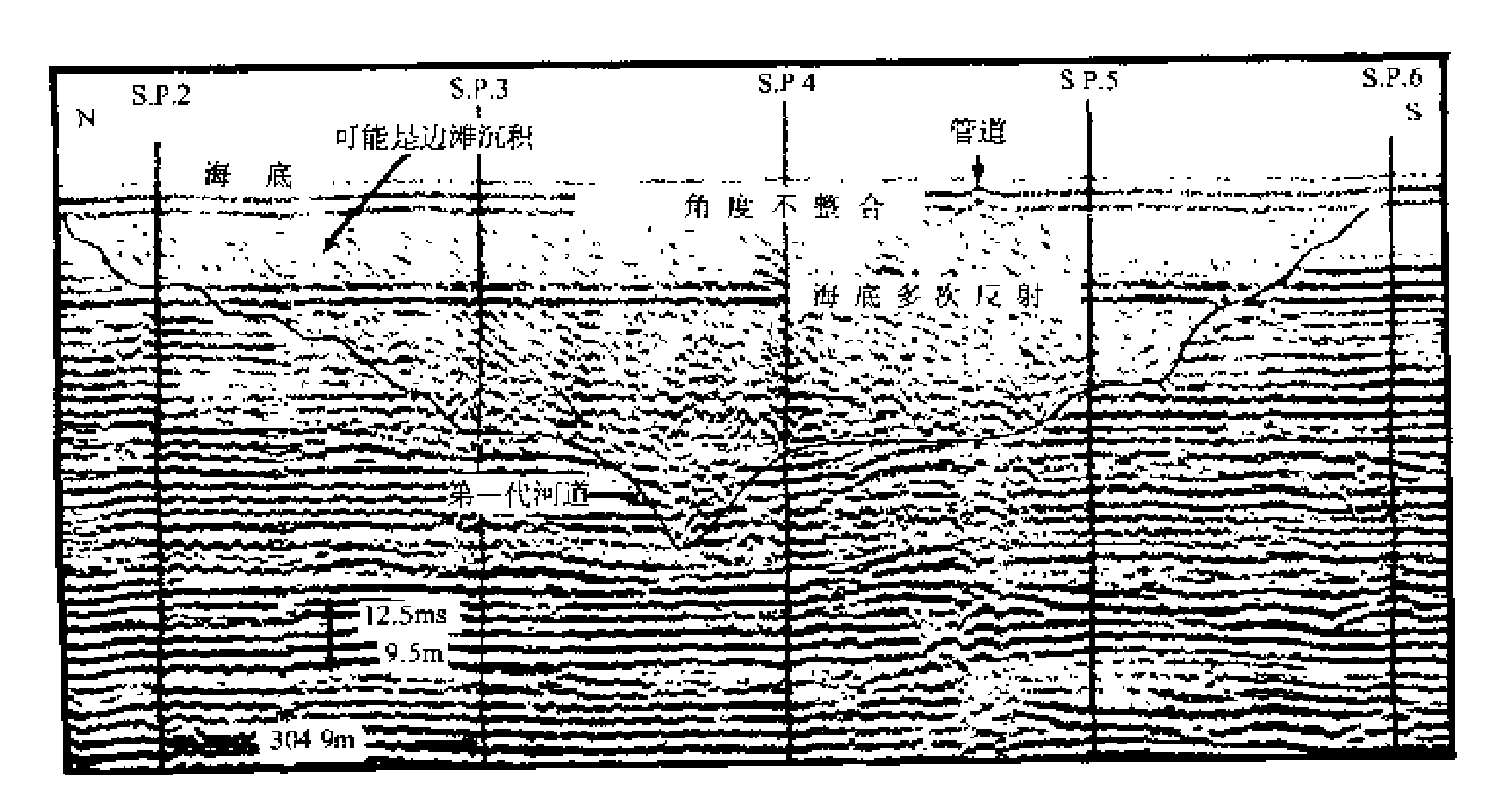


图 12-5　电火花震源地震剖面测量反映的第一代河道

（引自 M.J.Stright,1986）

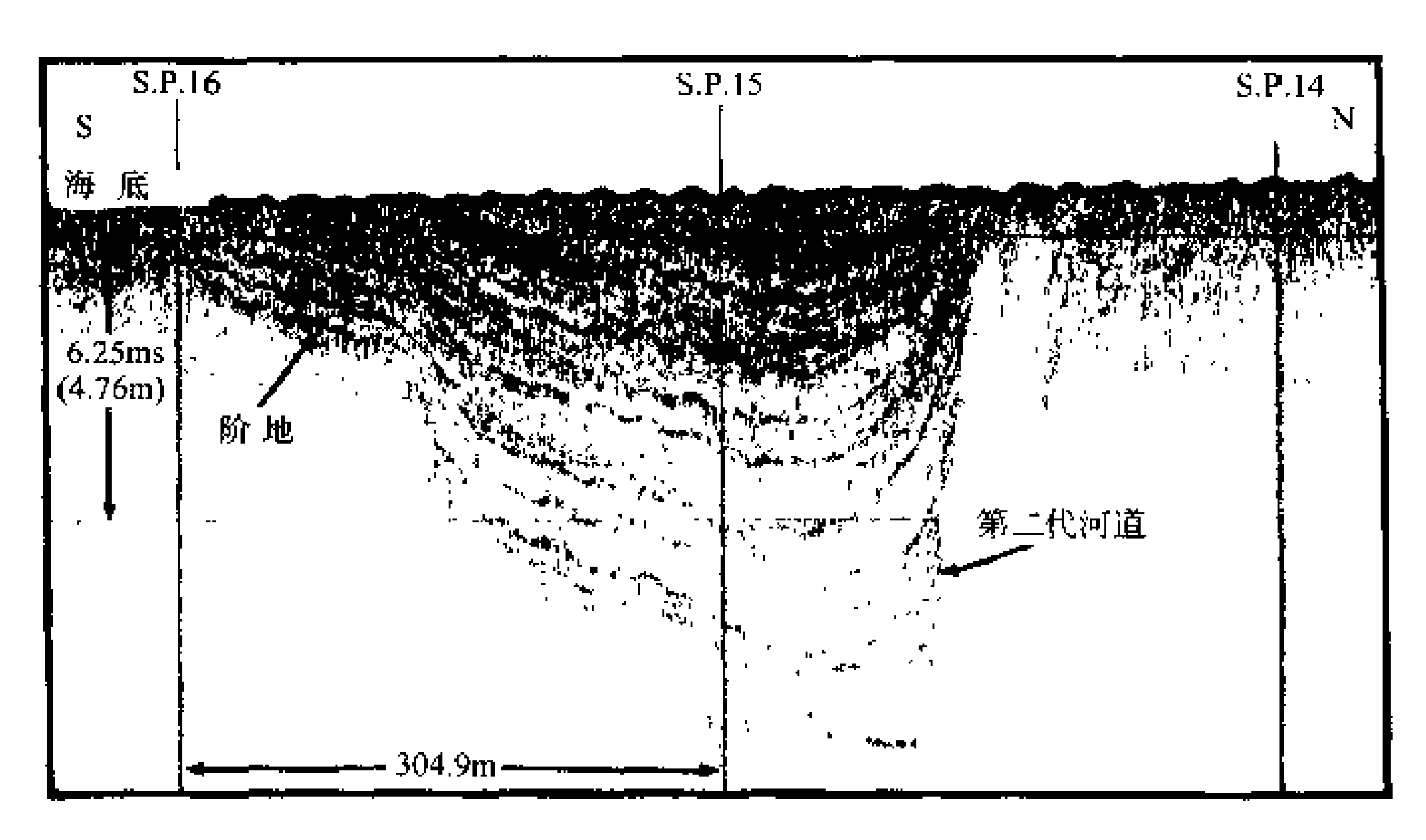


图 12-6　3.5kHz 海底剖面测量反映的第二代河道

（引自 M.J.Stright,1986）

3. 南马尔什岛与欧金岛地区的地震勘查

南马尔什岛（South Marsh Island）与欧金岛（Eugene Island）地区就在东、西喀麦隆地区的东边，位于密西西比河全新世三角洲沉积范围内。雪佛龙公司在这里采集了海底剖面测量数据，发现了三角洲分叉河道。河道为东北-西南走向，河道的边缘都有明显的天然冲积堤，如图 12-8 所示。根据大陆上遗址的分布规律，这类天然冲积堤区有古遗址的可能性是相当大的。

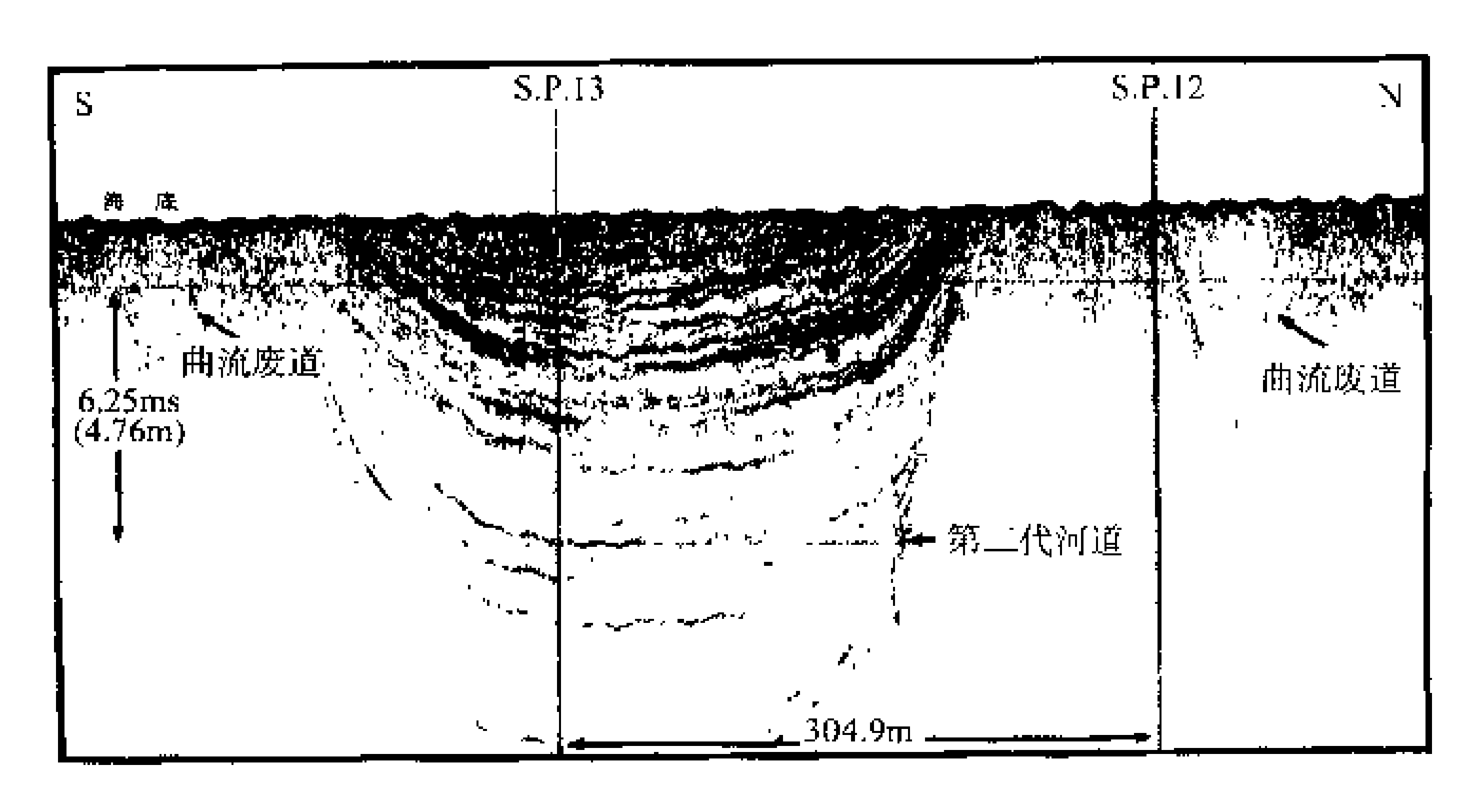


图 12－7　3.5kHz 海底剖面测量反映的第二代河道和第三代河道
(引自 M. J. Stright, 1986)

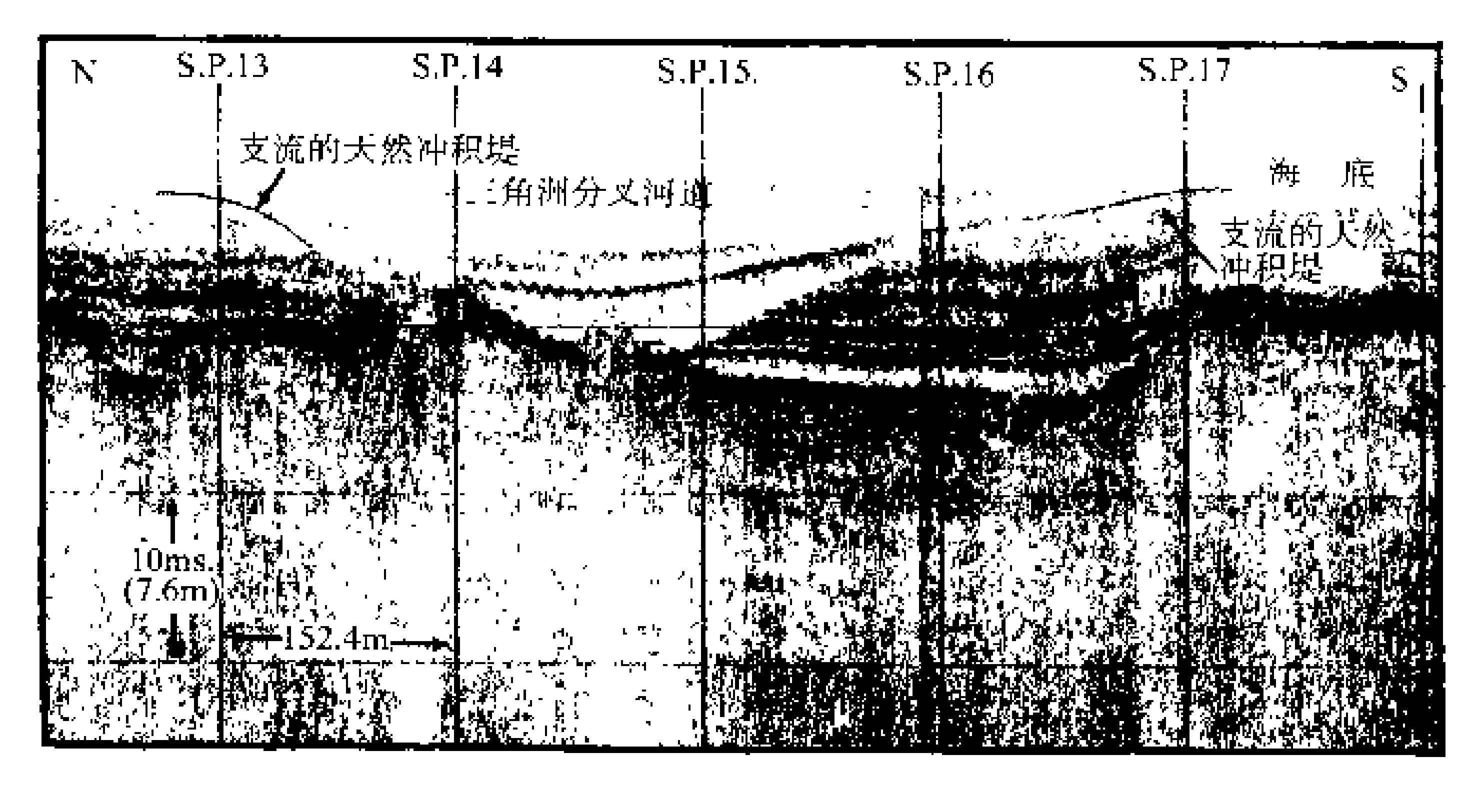


图 12－8　3.5kHz 海底剖面测量反映的欧金岛地区三角洲分叉河道
(引自 M. J. Stright, 1986)

三、辽宁绥中县海域的水下文物考查

1991 年 7 月，辽宁绥中县渔民在绥中县三道岗海域打捞出一批元代瓷器，中国历史博物馆水下考古研究室到那里进行了第一次水下考古调查[25]，采用旁测声纳、高精度磁测和浅地震剖面测量，发现 5 个异常点。其中 1 号异常点的水深 11m，水下有一近南北向的条形物，长约 25m，宽约 5m，有些像沉船。声纳图像也显示这个地区的海底有被拖网严重扰乱的痕迹，与渔民当时打捞瓷器的情况相符。经考查，发现一长约 21m，宽约 6m 的沉船。这是一艘载重量约 100t 的商船，船上满载元代磁州窑的瓷器以及铁器。

第二节　地球物理方法在文物保护中的应用

露在地面的文物，特别是石雕，由于长期的日晒雨打和空气污染，风化、腐蚀十分严重，以致许多地方的文物，包括像大同云岗石窟等著名的国家重点文物保护单位的文物，都面临毁坏的危险。为了保护好这些珍贵的文物，除积极改善环境外，还必须采取一些补救的措施。地球物理方法在这方面也正在发挥其独特的作用。

一、陕西彬县大佛寺石窟保护中的超声波探测

陕西省彬县大佛寺在彬县城西 12km，是陕西省最大、最完整的石窟，建于南北朝至唐代。石窟的砂岩有的风化得相当厉害。为了保护好石窟，文物部门准备采取一些固化和抗风化的措施。而在采取措施前，必须了解岩石风化的程度；在采取措施后，又必须了解该措施产生的效果。为此，陕西省文物保护中心和德国巴伐利亚州文保局合作，用超声波探测方法对石质文物的风化程度、化学加固效果，做出评价，并研究了岩石裂隙发育程度[26]。

1. 超声波在岩石风化状况评估中的应用试验

他们在文物外边取了一些风化及未风化岩石的样品，分别测定它们的抗压强度 F、杨氏弹性模量 E 及超声波传播速度 V。结果发现，未风化岩石的杨氏模量 E 为 2.33 kN/mm^2，抗压强度 F 为 1.68N/mm^2；风化岩石的抗压强度 F 普遍比较低，为 0.67～1.45N/mm^2，但杨氏模量 E 的变化范围比较大，小的只有 0.54 kN/mm^2，大的竟达 2.81 kN/mm^2，比未风化岩石还大；而未风化岩石的超声波传播速度，不管是平行岩石的层理（波速为 2.2km/s），还是垂直其层理（波速 2.2km/s），都明显地大于风化岩石（平行和垂直风化岩石层理的波速分别为 1.53～1.78km/s 及 0.76～1.74km/s）。由此可见，用超声波传播速度来评估岩石的风化程度是完全可行的，何况它相对于抗压强度和杨氏模量的测定来说，既简便，又无损，是一种比较理想的方法。

2. 超声波在岩石加固效果评估中的应用试验

在风化岩石样品用以硅酸乙脂为主要成分的加固剂加固过程中，用超声波探测了加固剂随时间而深入的渗透深度：最浅为 4cm，最深为 9.5cm。加固后，测量了样品中超声波的传播速度：最低为 1.7km/s，最高为 3.2km/s，平均为 2.4km/s。同时也测量了样品的抗压强度 F 和杨氏模量 E：抗压强度 F 上升到 1.93～3.87 N/mm^2，而杨氏模量 E 上升到 3.71～8.14 kN/mm^2。

二、电阻率法在四川乐山大佛保护中的应用

乐山大佛在四川乐山市岷江东岸。大佛为一尊弥勒坐像，背靠凌云山，是利用断崖凿成的。工程从唐玄宗开元元年（公元 713 年）起到唐德宗贞元十九年（公元 803 年）止，前

后花了 90 年的时间才完成。大佛高 71m；头高近 15m，宽 10m；肩宽 24m；耳长 7m；赤脚上可坐百余人，是世界上最大的石刻佛像。

与上述彬县大佛寺石雕一样，四川乐山大佛表面的风化也比较严重。黄克忠、钟世航等采用电阻率法进行了大佛表面风化程度的探测和喷涂防风化剂后效果的检验工作[58]。

石雕的风化深度很浅，约 10 到数十毫米，因此必须采用很细的电极和很小的电极距，同时，为了保护石雕，不可能用酸、碱、盐溶液来降低电极的接地电阻，因而接地电阻往往高达 100kΩ 以上。

针对这些问题，他们采用直径为 1mm 的钢针作电极，用可在接地电阻高于 500 kΩ 以上的情况下正常测量的微测深仪，在样品上进行了涂防风化剂前后的对称四极电测深测量，结果如图 12－9 所示。

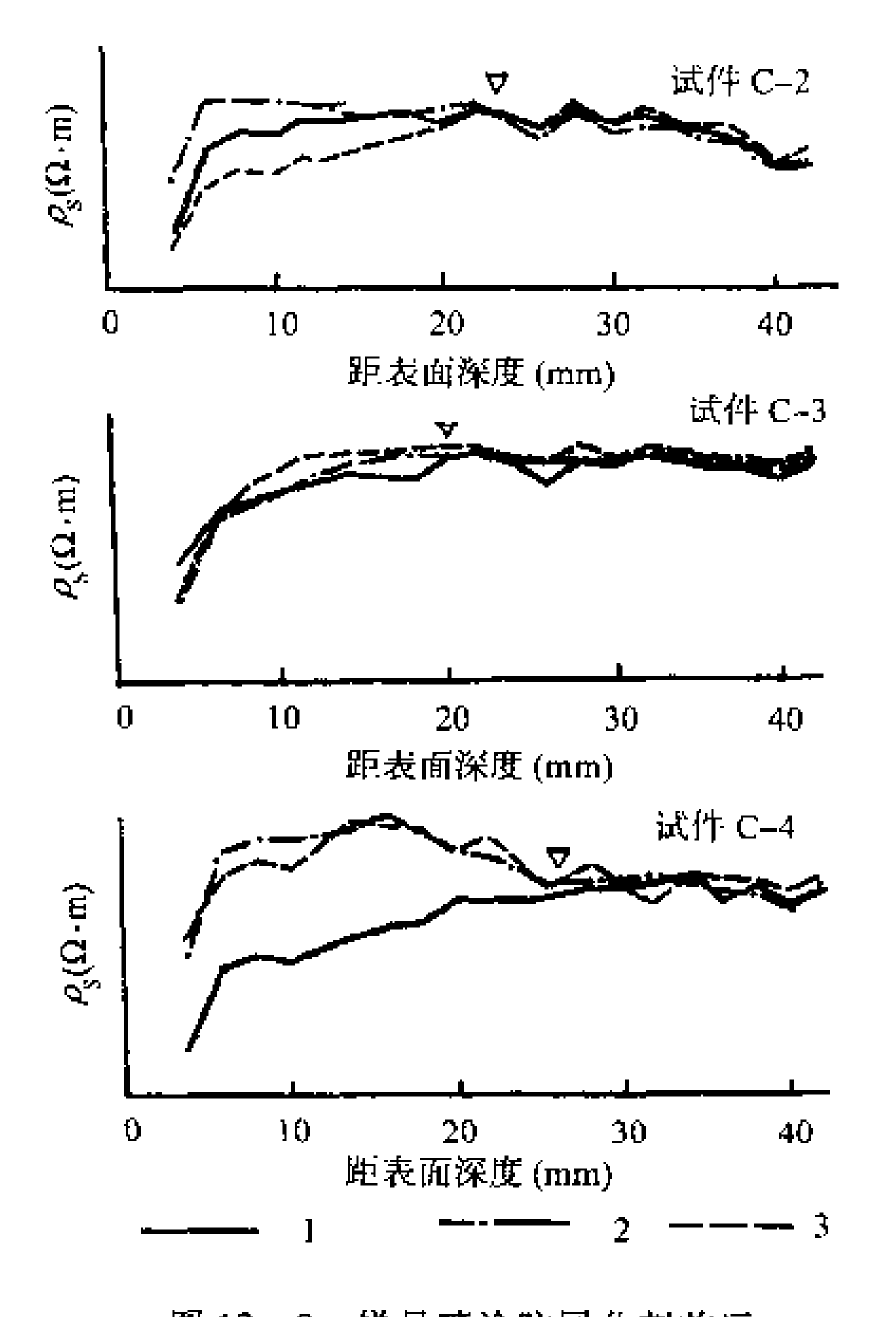


图 12－9 样品喷涂防风化剂前后
电阻率曲线随深度变化图
（引自钟世航，1991）
▽表示防风化剂渗入深度；1. 喷涂前；2. 喷涂后浸水 2～4 小时；3. 喷涂后浸水 24 小时

由图可见，涂防风化剂前，石雕风化层的电阻率比较低，喷涂后，电阻率升高。这两条曲线的分离点的深度，就是防风化剂的渗透深度。

参 考 文 献

[1] 长春地质学院,成都地质学院,武汉地质学院合编。地震勘探——原理和方法。北京:地质出版社,1980

[2] 常勇,李同。秦始皇陵中埋藏汞的初步研究。考古,1983,7:659~663

[3] 成都地质学院物探系编。金属矿地球物理勘探。北京:地质出版社,1975

[4] 丁邦钧,李德文,杨则东。遥感技术在寿春城遗址考古调查中的应用。见:科技考古论丛——全国第二届科技考古学术讨论会论文集。合肥:中国科学技术大学出版社,1991,136~141

[5] 多尔特曼主编,蒋宏耀等译。岩石和矿物的物理性质。北京:科学出版社,1986

[6] 傅良魁主编。激发极化法。北京:地质出版社,1982

[7] 宫希成。皖南遥感考古取得重大进展。中国文物报,1998,第81期,第1版

[8] 顾功叙。地球物理勘探基础。北京:地质出版社,1990

[9] 韩非。韩非子。上海:上海古籍出版社,1989

[10] 河北省地理研究所地貌研究室。寻找古河道,开发地下水。北京:科学出版社,1979

[11] 洪雪晴。马桥遗址井、坑地球化学分析报告。考古学报,1997,2:232~233

[12] 黄国祥,余惠祥,蔡文成。应用地球物理——磁法勘探。湖南:中南工业大学出版社,1988

[13] 加尔彼林著,朱光明等译。垂直地震剖面。北京:石油工业出版社,1983

[14] 蒋宏耀等。垂直地震剖面法的几个应用问题。石油物探,1987,26(3):14~23

[15] 蒋宏耀,张立敏。我国考古地球物理学的发展。地球物理学报,1997,40(增刊):379~385

[16] 蒋宏耀,张立敏。故陵访古。北京:科学出版社,1997

[17] 李大心。探地雷达方法与应用。北京:地质出版社,1994

[18] 郦道元著,王国维校。水经注校。上海:上海人民出版社,1984

[19] 李冬田。地质遥感。北京:水利电力出版社,1995

[20] 李涛。天津地区古河道的遥感图像分析。见:天津-渤海湾地区环境遥感论文集。北京:科学出版社,1985。253~257

[21] 刘建国,张昌平。随州安居城址遥感地面勘查。中国文物报,1998,第80期,第3版

[22] 刘建国。安阳殷墟遥感考古研究。考古,1999,7:69~75

[23] 刘乐山,黄克忠。物探在勘探地下古遗存中的应用。见:第一届勘探地球物理学术讨论会论文(摘要)集。北京:中国学术出版社,1986。177

[24] 陆基孟主编。地震勘探原理。山东东营:石油大学出版社,1993

[25] 鲁娜。探索蓝色文明——水下考古。地理知识,1999,2:24~33

[26] 马涛,和玲,Simon S。超声波技术在大佛寺石窟石质保护中的应用。文物保护与考古科学,1997,9(2):33~39

[27] 马在田。三维地震勘探方法。北京:石油工业出版社,1989

[28] 秦葆湖,张昌达,朱文孝,阎桂林。高精度磁法勘探。湖南:中南工业大学出版社,1988

[29] 仇士华,蔡莲珍。考古断代方法述评。见:科技考古论丛-全国第二届科技考古学术讨论会论文集。合肥:中国科学技术大学出版社,1991。1~9

[30] 陕西省考古研究所。十年来陕西省文物考古的新发现。见:文物考古工作十年(1979~1989)。北京:文物出版社,1990

[31] 申斌,边德芳。应用物化探方法研究殷墟遗址。华夏考古,1988,2:105~112

[32] 沈括。(元刊)梦溪笔谈。北京:文物出版社,1975

[33] 司马迁。史记。北京:中华书局,1982

[34] 宋德闻,姚思汗,秋维道。昭陵、建陵古墓葬遗址遥感解译和定位的研究。文物,1992,7:87~92

[35] 谭承泽,郭绍雍主编。磁法勘探教程。北京:地质出版社,1984
[36] 王谦身,张赤军,周文虎,张桐珍。微重力测量——理论、方法与应用。北京:科学出版社,1995
[37] 王兴泰。工程与环境物探新方法新技术。北京:地质出版社,1996
[38] 王兴泰,李晓芹。电阻率图像重建的佐迪反演及其应用效果。物探与化探,1996,**20**(3):228~233
[39] 魏青云,李冬节,曹冠宇,张维玺,王双萍。北京地区地磁倾角的长期变化。地球物理学报,1982,**25**(增刊):644~649
[40] 武汉地质学院金属物探教研室编。电法勘探教程。北京:地质出版社,1980
[41] 吴天成,高进民,江宜生,张润泉。地球物理方法勘探古墓实例。物探与化探,1988,**12**(2):151~153
[42] 伍宗华,金仰芬,古平等。本的勘查地球化学。北京:地质出版社,1994
[43] 夏训诚主编。罗布泊科学考察与研究。北京:科学出版社,1987
[44] 肖梦龙,施玉平。遥感技术在考古学中的运用。文物天地,1989,3:38~40
[45] 阎桂林。考古磁学-磁学在考古中的应用。物探与化探,1996,**20**(2):141~148
[46] 闫永利,底青云,高立兵,陈刚。高密度电阻率法在考古勘探中的应用。物探与化探,1998,**22**(6):452~457
[47] 杨林。空中考古——内蒙古东部航空考古记。地理知识,1999,3:42~51
[48] 游云飞。汞法找矿。北京:原子能出版社,1996
[49] 于海广,任相宏,崔大勇,蔡凤书。田野考古学。山东:山东大学出版社,1995
[50] 曾公亮主编。武经总要。见:中国兵书集成。北京:解放军出版社、辽沈书社联合出版,1987
[51] 曾融生。固体地球物理学导论。北京:科学出版社,1984
[52] 张立敏。三峡库区故陵楚墓探测。地球物理学报,1996,**39**(5):718
[53] 张善言等。航空重力仪的试验。地球物理学报,1990,**33**(1):70~76
[54] 张寅生。一种考古勘探的新技术——应用电阻率法勘探地下文物。文物,1987,4:71~75
[55] 张寅生。磁法考古探测应用机制及其应用效果。物探与化探,1999,**23**(2):138~145
[56] 赵鸿儒等。工程多波地震勘探。北京,地震出版社,1996
[57] 中国社会科学院考古研究所考古科技实验研究中心、汉唐考古研究室。新疆库尔勒至轮台间古代城址的遥感探查。考古,1997,7:67~77
[58] 钟世航。用物探方法解决文物保护和考古中的某些难题。地球物理学报,1991,**34**(5):635~643
[59] 周天福主编。工程物探。北京:中国水利水电出版社,1997
[60] 朱俊英。考古勘探。北京:科学出版社,1996
[61] 朱彧。萍洲可谈。北京:中华书局,1985
[62] Bernabini M, Cancanicca M, Cardarelli E. Seismic Survey of Some Pillars of Coliseum. In: Archaeometry '90: Proceedings of the 27th Symposium on Archaeometry. Basel: Birkhau-ser Verlag, 1991. 677~686
[63] Bernabini M, Brizzolari E, Orlando L, Piro S, Versino L. Searching for Superficial Cavities and Buried Man-made Objects Using Indirect Geophysical Methods. In: Archaeometry: Proceedings of the 25th International Symposium. Amsterdam: Elsevier, 1989. 375~383
[64] Carmichael R S. Handbook of Physical Properties of Rocks. Florida: CRC Press, Inc., 1982
[65] Clark A J. Seeing Beneath the Soil: Prospecting Methods in Archaeology. London: B. T. Batsford Ltd., 1990
[66] Clark S P., Jr. Handbook of Physical Constants. New York: The Geological Society of America, Inc. 1966
[67] Gibson T H. Magnetic Prospection on Prehistoric Sites in Western Canada. Geophysics, 1986, **51**(3): 553~560
[68] Leute U. Archaeometry: An Introduction to Physical Methods in Archaeology and the History of Art. Weinheim (Federal Republic of Germany): VCH Verlags, 1987
[69] McHenry R. edit. The New Encyclopaedia Britanica (Macropaedia). Chicago: Encyclopaedia Britanica, Inc. 1993
[70] Noel M, Walker R. Development of an Electrical Resistivity Tomography System for Imaging Archaeological Structures. In: Archaeometry '90: Proceedings of the 27th Symposium on Archaeometry. Basel: Birkhauser Verlag, 1991. 767~776
[71] Pattantyus-A M. Geophysical Results in Archaeology in Hungary. Geophysics, 1986, **51**(3): 561~567
[72] Siegal B. S, Gillespie A. R. Remote Sensing in Geology. New York: John Wiley & Sons, 1980

[73] Stright M J. Evaluation of Archaeological Site Potential on the Gulf of Mexico Continental Shelf Using High-resolution Seismic Data. Geophysics, 1986, **51**(3): 605 - 622
[74] Weymouth J W. Archaeological Site Surveying Program at the University of Nebraska. Geophysics, 1986, **51**(3): 538 - 552
[75] Wynn J C. Archaeological Prospection: An Introduction to the Special Issue. Geophysics, 1986, **51**(3): 533 - 537
[76] Young C T, Droege D R. Archaeological Applications of Resistivity and Magnetic Methods at Fort Wilkins State Park, Michigan. Geophysics, 1986, **51**(3): 568 - 575
[77] Zokdy A A R. A New Method for the Automatic Interpretation of Schlumberger and Wenner Sounding Curves. Geophysics, 1989, **54**(2): 245 - 253

［Ｇｅｎｅｒａｌ Ｉｎｆｏｒｍａｔｉｏｎ］
书名＝考古地球物理学
作者＝
页数＝２６１
ＳＳ号＝０
出版日期＝

封面页
书名页
版权页
前言页
目录页
前言
第一章　概论
第一节　考古地球物理学发展简史
第二节　考古地球物理学的命名问题
第三节　考古地球物理学的内容及有关勘查工作的几个基本问题
一、考古地球物理学的内容
二、有关勘查工作的几个基本问题
第二章　磁法
第一节　磁法的理论基础
一、磁场与物质的磁化
二、地磁场
三、物质的磁性
第二节　观测仪器
一、磁饱和磁力仪
二、质子旋进磁力仪
三、光泵磁力仪
四、超导磁力仪
五、磁化率测量仪
第三节　野外观测
一、地面磁法
二、表土磁测——表土磁化率测量
第四节　数据处理
一、磁体磁场的计算公式
二、磁测资料的解析延拓
三、磁位与引力位换算的泊松关系式
四、化向磁极
五、数据显示
第五节　磁异常的解释
一、几种规则几何形状磁体的磁异常
二、模型试验
第三章　电法
第一节　电阻率法
一、电阻率法的理论基础
二、野外观测方法与数据处理
第二节　激发极化法
一、激发极化法的理论基础
二、野外工作方法与数据处理
第三节　自然电场法
一、自然电场法的理论基础
二、野外工作方法
三、数据处理
四、自然电位异常的解释
第四节　电磁法概述
第五节　探地雷达
一、探地雷达的理论基础
二、野外观测
三、数据处理
第六节　金属探测
一、工作原理
二、仪器
三、效果
第四章　地震勘探方法
第一节　地震勘探方法的理论基础
一、弹性理论的几个基本概念
二、地震波及其传播
三、古遗存及岩上的弹性波传播速度
第二节　方法技术概述
一、野外观测仪器设备
二、地震波的运动学特征及波的对比

三、野外观测系统
四、地震波传播速度的概念与确定
五、地震勘探的分辨能力
第三节　折射波法
一、折射波的时距曲线
二、观测系统
三、数据处理
四、折射波资料的推断解释
第四节　反射波法
一、反射波法的基本概念
二、共反射点叠加勘探方法
第五节　横波地震勘探
一、横波的激发
二、横波的接收
三、横波的识别
第六节　瑞利面波勘探
一、工作原理
二、观测方法
三、数据处理与资料解释
第七节　水上地震勘探
一、观测仪器设备
二、观测方法
第八节　垂直地震剖面
一、工作原理
二、观测仪器
三、观测方法
第九节　三维地震勘探
一、观测系统
二、数据处理
第十节　全息地震勘探
一、单频全息地震勘探
二、脉冲全息地震勘探
第十一节　声波探测
一、观测仪器
二、观测方法
第十二节　地震层析成像
第五章　重力勘探
第一节　重力勘探的理论基础
一、重力与重力位
二、地球表面重力的正常分布
三、重力异常
四、固体潮及其他重力随时间的变化
五、古遗存及岩石的密度
第二节　重力测量仪器
一、测量的参数
二、重力仪
第三节　野外观测方法
一、高精度重力测量
二、地形测量
三、重力测量的基点
四、水上重力测量
第四节数据处理
一、重力校正
二、重力异常及其分离
三、重力异常的解释
第六章　遥感
第一节　考古遥感的理论基础
一、大气窗口
二、地物的波谱特征
三、微波的传播
第二节　遥感仪器
一、信息收集系统
二、信息传输系统
三、信息接收和处理系统

第三节　观测方法
一、摄影
二、多波段扫描
三、红外扫描
四、微波遥感
第四节　遥感资料处理
一、遥感资料处理的阶段
二、遥感图像的处理方法
第七章　地球化学勘查
第一节　理论基础
第二节　汞的分析测试技术
一、测试技术种类
二、塞曼效应与塞曼测汞仪
第三节　测量方法
一、壤中气汞量测量
二、土壤汞量测量
三、汞热释谱测量
第四节　数据处理
一、确定背景值及异常下限
二、绘制各种图件
第五节　其他地球化学勘查方法
一、磷酸盐勘查
二、酸度探测
三、红色灰壤探测
第八章　综合地球物理勘查
第一节　综合地球物理勘查的基本原则
三、上海市马桥遗址井、坑地球化学考查
第十一章　古墓的地球物理勘查
第一节　侯古堆古墓
一、工作概况
二、观测结果
第二节　雨台山楚墓
一、工作概况
二、观测结果
第三节　新郑古墓
一、工作概况
二、测量结果
第四节　亳县古墓
一、工作概况
二、观测结果
第五节　秦始皇陵
一、工作概况
二、测量结果
第六节　北京茂陵
一、工作概况
二、观测结果
第七节　故陵楚墓
一、地震面波方法探测
二、高精度磁测
三、大地电场岩性探测
四、地球化学勘查
五、综合分析与推断
六、帽盒岭的补充工作
七、异常检验情况及问题
第八节　北京附近某战国时期古墓
一、地震面波测量
二、土壤汞测量
三、大地电场岩性探测
四、综合分析
第十二章　水下考古与文物保护
第一节　水下考古
一、德国石勒苏益格水下遗址的探测
二、墨西哥湾大陆架潜在遗址的地震探测
三、辽宁绥中县海域的水下文物考查

第二节　地球物理方法在文物保护中的应用
一、陕西彬县大佛寺石窟保护中的超声波探测
二、电阻率法在四川乐山大佛保护中的应用
参考文献
附录页